

UNIVERSIDAD NACIONAL MAYOR DE SAN MARCOS

**FACULTAD DE INGENIERÍA GEOLÓGICA, MINERA, METALÚRGICA
Y GEOGRÁFICA**

E. A. P. DE INGENIERÍA GEOLÓGICA

**Relación de las facies sedimentarias y de los ammonites
del jurásico inferior a medio entre Yura (Arequipa) y
Palquilla (Tacna)**

TESIS

para optar el título profesional de Ingeniero Geólogo.

AUTOR

Aldo Alfonso Alván de la Cruz

ASESOR

Javier Jacay Huarache

Lima-Perú

2009

Asesor:

Ing. Javier Jacay Huarache

Jurado de Mérito:

Ing. Javier Jacay Huarache

Ing. Luis Reyes Rivera

Ing. Manuel Aldana Álvarez

A mi madre Luisa y a mis hermanos Angel, Lucho y Regina... y Nino

AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo de tesis lleva por título “Relación de las facies sedimentarias y de los amonites del Jurásico inferior a medio de Yura (Arequipa) y Palquilla (Tacna)”;

trabajo realizado en la Dirección de Geología Regional con el auspicio del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET) como parte de los proyectos de cartografiado geológico e investigación que se realizan. En especial agradezco a su Director, Dr. Víctor Carlotto Caillaux quien permitió las facilidades para el desarrollo del estudio, así como también por sus sugerencias y observaciones en la ejecución del mismo.

Agradezco también al asesor institucional Ing. Harmuth Acosta Pereira y al asesor académico por parte de la Universidad Nacional Mayor de San Marcos, Ing. Javier Jacay Huaraché, por transmitir ambos con paciencia sus conocimientos geológicos, sugerencias y consejos que permitieron llevar a buen término la presente tesis. De igual modo a mi jurado de mérito Ing. Luis Reyes Rivera e Ing. Manuel Aldana Álvarez por sus amables sugerencias.

Asimismo mi reconocimiento al Ing. Manuel Aldana Álvarez (Laboratorio de Paleontología del INGEMMET) y al Dr. Axel von Hillebrandt (Universidad Técnica de Berlín) por su gentil apoyo en la revisión y determinación de las muestras de amonites. Igualmente, a los Drs. Wolfgang Riegraf y Ekbert Seibertz por su amable ayuda en la determinación las muestras de coleoideos y belemnites; así como también al Dr. Víctor Benavides Cáceres, Ing. Cesar Chacaltana Budiel y al Dr. José Borges Daudt por sus valiosas sugerencias, comentarios y observaciones; y a los Drs. Marie-Celine Buchy y Jean-Nöel Martínez por la determinación del cocodrilo marino fósil del Jurásico.

No puedo olvidar a aquellos que han apoyado la realización de la presente tesis, tanto desde la etapa de campo hasta la etapa de gabinete: Daniel Torres Gonzáles, Teresa Cornejo Sánchez, Mirian Mamani Huisa, Yvonne Dzierma, Julieta Cáceres Contreras, Shaddai Borja Mejía, Alexander Flores Rojas, Martín Oviedo Mena y Denis De la Cruz Miranda.

Al geocafecito de los martes en la zona de engorde...

CONTENIDO

AGRADECIMIENTOS
RESUMEN
ABSTRACT
ZUSAMMENFASSUNG

CAPÍTULO 1: GENERALIDADES

1.1. INTRODUCCIÓN	-2-
1.2. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y ACCESIBILIDAD	-2-
1.3. GEOMORFOLOGÍA DEL SUR PERUANO	-4-
1.4. HIPÓTESIS	-6-
1.5. OBJETIVOS DEL ESTUDIO	-6-
1.6. METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN	-6-
1.7. LOCALIDADES FOSILÍFERAS	-8-
1.8. ESTUDIOS EN GEOLOGÍA Y PALEONTOLOGÍA: RECuento HISTÓRICO DE TRABAJOS EN LA CUENCA AREQUIPA	-8-

CAPÍTULO 2: CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA AREQUIPA	-13-
--	------

CAPÍTULO 3: NOCIONES TEÓRICAS

3.1. INTRODUCCIÓN	-16-
3.2. LOS AMBIENTES MARINOS	-16-
3.3. FACIES SEDIMENTARIAS	-16-
3.4. MODELOS DE FACIES SEDIMENTARIAS	-19-
3.5. ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS	-30-
3.6. FAUNA AMONOIDEA	-33-

CAPÍTULO 4: ESTRATIGRAFIA Y SEDIMENTOLOGIA

4.1. INTRODUCCIÓN	-37-
4.2. LOCALIDAD DE YURA, AREQUIPA	-37-
4.2.1. Formación Chocolate	-38-
4.2.2. Formación Socosani	-46-
4.2.3. Formación Puente	-51-
4.2.4. Disposición de los cefalópodos y otros fósiles asociados en la columna estratigráfica: interpretación previa	-54-
4.3. LOCALIDADES ESTUDIADAS EN TACNA	-57-
4.3.1. Formación Junerata	-58-
4.3.2. Formación Pelado	-58-
4.3.3. Disposición de los amonites en la columna estratigráfica: interpretación previa	-65-
Columna estratigráfica representativa para la zona de Tacna: síntesis estratigráfica de las localidades de cerro Pelado y Palquilla para el Jurásico inferior	-68-

CAPÍTULO 5: PALEONTOLOGÍA DE AMONITES, METODOLOGÍA Y SISTEMÁTICA

5.1. INTRODUCCIÓN	-71-
5.2. ANATOMÍA DE UN AMONITE	-71-
5.3. TAXONOMÍA DE AMONITES	-73-
5.4. TABLAS DE FIGURAS	-83-
5.5. Referencias en Paleontología de Amonites, biozonación	-94-

CAPÍTULO 6: INTERPRETACION DE SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS Y ANALISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL

6.1. INTRODUCCIÓN	-97-
6.2. LOCALIDAD DE YURA	-97-
6.2. CERRO PALQUILLA	-100-
6.4. LAS CURVAS EUSTÁTICAS EN LA CUENCA AREQUIPA	-102-

CAPÍTULO 7: COMPARACIÓN ESTRATIGRÁFICA, SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFÍA

7.1. INTRODUCCIÓN	-106-
7.2. CORRELACIÓN CRONOESTRATIGRÁFICA MEDIANTE AMONITES	-107-
7.3. CORRELACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA Y CORRESPONDENCIA DE FACIES SEDIMENTARIAS	-108-
7.4. CORRELACIÓN ALOESTRATIGRÁFICA	-109-
7.5. LOS MEDIOS SEDIMENTARIOS EN YURA Y PALQUILLA	-111-
7.6. DISCUSIONES EN PALEOGEOGRAFÍA	-113-

CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1. CONCLUSIONES	-116-
8.2. RECOMENDACIONES	-117-

REFERENCIAS CITADAS	-118-
----------------------------	--------------

ÍNDICE DE FIGURAS

Capítulo 1

Fig. 1.1.- Las localidades estudiadas se ubican en la parte meridional a austral del territorio peruano. Según el mapa de ubicación y accesibilidad se tiene en 1: cerro Yanacoto en Yura, Arequipa; y 2: cerro Palquilla en Tacna.	3
Fig. 1.2.- Ubicación de las columnas estratigráficas en la localidad de Yura, Arequipa, señaladas con flechas rojas. Se tiene dos afloramientos principales, la quebrada El Burro y el cerro Yanacoto; (imagen tomada de Google Earth 2009, WGS 84).	4
Fig. 1.3.- Ubicación de la columna estratigráfica del cerro Palquilla y cerro Ticana, distrito de Palquilla. La flecha color rojo indica la sección estratigráfica levantada. Imagen tomada de Google Earth 2009, WGS 84.	4
Fig. 1.4.- Unidades geomorfológicas de los departamentos Arequipa, Moquegua y Tacna. Las líneas AA', BB' y CC' corresponden a perfiles transversales topográficos del territorio sur peruano en la Fig. 1.6.	5
Fig. 1.5.- Perfiles topográficos de Arequipa, Moquegua y Tacna, referenciados en la Fig. 1.4.	5
Fig. 1.6.- Cuadro de estudios realizados para definir la nomenclatura estratigráfica en la cuenca Arequipa, relación solo para el Triásico superior al Jurásico superior. Los cuadros en gris son las referencias estratigráficas usadas en esta tesis.	9

Capítulo 2

Fig. 2.1.- Columna estratigráfica generalizada de los estratos jurásicos de la cuenca Arequipa (tomado de Wilson & García, 1962; Vargas, 1970; Vicente, 1981, y de los trabajos del INGEMMET, 2007, 2008, 2009).	13
---	----

Capítulo 3

Fig. 3.1.- Perfil esquemático de profundidad del agua y distancia del continente, mostrando las subdivisiones de ambientes marinos y ecológicos, modificado de Friedman (1978).	16
Fig. 3.2.- Esquema tridimensional generalizado de los modelos de ambientes de depositación sedimentaria: continental transicional y marino.	17
Fig. 3.3.- Relaciones entre facies, ambientes y sistemas depositacionales, utilizando los sistemas encadenados como terminología en el análisis secuencial (Walker, 1996).	18
Fig. 3.4.- Laminaciones oblicuas curvas en areniscas de grano sub-redondeado medio a grueso, cuarzosas blancas grisáceas, facies pertenecientes a la Formación Labra (Titoniano-Neocomiano), cuenca Arequipa.	18
Fig. 3.5.- Secuencias de facies sedimentarias (tomado de Jaillard et al., 1993), expresado en sucesiones verticales o columnas estratigráficas. Las facies sedimentarias son interpretadas a partir de estructuras sedimentarias, patrones litológicos y elementos paleontológicos.	19
Fig. 3.6.- Modelo esquemático de turbiditas de grano fino de un sistema de abanico submarino. Los sedimentos están localizados lejos de la línea de costa. Los canales alimentadores son los complejos deltaicos (Bouma, 2000).	20
Fig. 3.7.- Diagrama mostrando los elementos arquitecturales (numerados) de un río entrenzado (Cant & Walker, 1978). Las líneas punteadas rojas representan áreas subacuáticas. Se muestra estratos pequeños de arena como "unidades" de barra, complejos de barra o "plataformas de barra", y pequeñas islas con flora, producidos por la depositación fluvial. Num. 1: barras "cross-channel" que descargan en un canal más grande a manera de delta; Num. 2: el fluido se expande lateralmente; Num. 3: el fluido es forzado a formarse oblicuamente a través del sistema; Num. 4: set de capas planas tabulares con estratificación oblicua, producida cuando los canales se empiezan a entrecruzar; Num. 5: dunas en canales superficiales. Las letras A, B y C corresponden a plataformas de arena, influencias mixtas y canales, respectivamente.	21
Fig. 3.8.- Representación esquemática de los elementos arquitecturales. Izquierda: los ocho principales elementos arquitecturales propuesto para depósitos fluviales (Miall, 1996). Derecha: ejemplo de agrupación de litofacies y elementos arquitecturales en el Pleistoceno de Talara, norte de Perú (Alván et al., 2008).	23
Fig. 3.9.- Superposición de secuencias deltaicas por progradación (regresión), y abandono (transgresión) de un delta sobre una plataforma subsidente, tomado de Jaillard, (1993).	23
Fig. 3.10.- Esquema generalizado de un delta. Izquierda: morfología de los principales componentes sedimentarios de un delta. Derecha: división grafica de un delta, mostrando las principales deformaciones sinsedimentarias debidas a la pendiente, causas tectónicas o sub-compactación de las arcillas en un delta (tomado de Jaillard, 1993).	24
Fig. 3.11.- Clasificación evolutiva de los principales medios sedimentarios costeros deltaicos y estuarinos (Dalrymple et al., 1992). Izquierda: Un estuario se desarrolla durante una transgresión marina y desaparecen cuando empieza algún episodio regresivo y/o una progradación. Derecha: los estuarios tienen influencias marinas y fluviales, comprendiendo además ambientes mixtos dependiendo de la predominancia del sistema.	24
Fig. 3.12.- Morfología general de un estuario y repartición de varios factores en la sedimentación: salinidad, procesos sedimentarios, caracteres en las facies y condiciones de energía en la depositación, (Jaillard, 1993).	25

Fig. 3.13.- Ambiente de deposición de carbonatos (http://strata.geol.sc.edu/seqstratCarbHierarchies.html); donde se muestra que en la cuenca y en el talud se depositan sedimentos pelágicos, turbiditas y flujos de detritos; la margen de plataforma contiene arrecifes, estructuras orgánicas y bancos de arena (Kendall, 2005); la plataforma interna corresponde a lagoones, bahías o plataformas tidales.	26
Fig. 3.14.- Esquema generalizado de la distribución de depósitos en un ambiente carbonatado, y su representación más común según la terminología de Bouma.	27
Fig. 3.15.- Facies verticales de turbiditas (Shanmugam, 2000), donde i) turbiditas de grano grueso (Lowe, 1982), ii) las turbiditas clásicas conocidas como secuencias de Bouma, y iii) turbiditas de grano fino (Shanmugam, 1980). La correlación de S ₃ de las turbiditas de grano grueso con Ta de la división de Bouma fue sugerida por Lowe (1982). 29	29
Fig. 3.16.- Repartición en el espacio de las diferentes divisiones de una turbidita de Bouma (Marocco, 2005).	30
Fig. 3.17.- Modelo depositacional de Haq et al. (1987) y Vail (1987), generalmente desarrollado para ambientes siliciclásticos, regulado por el eutatismo.	31
Fig. 3.18.- Sistemas sedimentarios encadenados en función a la variación del nivel marino (modificado de Catuneanu, 2002).	32
Fig. 3.19.- Árbol genealógico de los cefalópodos, (www.investigacionyciencia.es/Archivos/04-06_Guerra.pdf).	34
Fig. 3.20.- Esquema generalizado y representativo de los medios sedimentarios y su relación con la presencia de determinados taxones de amonites agrupados por sus rasgos morfológicos principales.	35

Tablas

Tabla 3.1.- Códigos de abreviación de facies propuestos por Andrew Miall (1996).	22
---	----

Capítulo 4

Fig. 4.1.- Leyenda utilizada para las figuras 4.6, 4.27, 4.29 y 4.38. Componentes litológicos, elementos paleontológicos y estructuras sedimentarias son representados.	37
Fig. 4.2.- Cima del cerro Yanacoto, Yura (vista al norte); se señala en líneas amarillas las limolitas calcáreas fosilíferas que contienen a los amonites sinemurianos de la parte superior de la Formación Chocolate.	38
Fig. 4.3.- Afloramiento ubicado 5 km al oeste del cerro Yanacoto, Yura. Se trata de la Unidad 4 de la Formación Chocolate (Toarciano superior). Los estratos se encuentran plegados afectando también a la Formación Socosani..	38
Fig. 4.4.- Areniscas de grano grueso con clastos aislados mayormente de rocas volcánicas, clastos de formas sub-redondeadas a sub-angulosas, diámetro máx. 5 cm.	39
Fig. 4.5.- Laminaciones paralelas centimétricas en areniscas cuarzo-feldespáticas violáceas, ubicadas en la parte terminal de la Secuencia 1 de la Formación Chocolate. Entre estas laminaciones se tiene capas delgadas de limoarcillitas.	40
Fig. 4.6.- Columna estratigráfica en Yura (tomado de afloramientos del cerro Yanacoto y la quebrada El Burro, en Acosta et al., 2009). El paso que existe entre las formaciones Socosani y Puente es litológicamente gradual, de composición carbonatada a detrítica.	41
Fig. 4.7.- Registro sedimentario de la parte basal de la Secuencia 2 de la Formación Chocolate; estas evidencias nos indican diversos procesos durante la sedimentación. En la Fig. 4.7a : se observa evidencias de turbulencia, con arrastre erosionando base, interpretadas como turbiditas de alta densidad y relativamente cercana a la fuente de origen. En la Fig. 4.7b : niveles que muestran cambios súbitos en la sedimentación, cambio granulométrico de conglomerados a areniscas finas laminadas. En la Fig. 4.7c : se tiene areniscas de grano grueso con clastos blandos, y areniscas con laminaciones paralelas. En 4.7d : se tiene deformación de sedimentos finos de zonas de intercanales. En Fig. 4.7e : limolitas a areniscas muy finas conteniendo canales delgados de cenizas volcánicas.	42
Fig. 4.8.- Estructuras sedimentarias, A : Laminaciones convolutas en el cerro Yanacoto, la deformación de los estratos limolíticos tienen tendencia al ESE. B : Pequeños fallamientos sinsedimentarios que afectan areniscas finas y limolitas. Estos fallamientos son abundantes en gran parte de esta unidad.	43
Fig. 4.9.- Primer nivel de amonites sinemurianos; en A : <i>Arnioceras</i> sp. del Sinemuriano inferior, hallado en el primer nivel fosilífero junto con otros Arietítidos sobre las laminaciones convolutas y fallas sinsedimentarias; B : junto a los amonites y en estratos superiores se tienen nuevamente delgados niveles de ceniza volcánica, en mínimas cantidades.	43
Fig. 4.10.- Sismitas, nótese la licuefacción de las láminas; limitados por estratos no deformados tanto en la base y en el tope. Ubicados encima de los niveles de amonites sinemurianos.	43
Fig. 4.11.- Conglomerados de clastos sub-angulosos a sub-redondeados de rocas volcánicas, diámetro máximo 5 cm. Se tiene areniscas en pequeños paleocanales entre estas sucesiones.	44
Fig. 4.12.- Dique clástico de escala centimétrica, la flecha negra indica la dirección de escape de fluidos por licuefacción de los sedimentos, asociado a fallamiento normal.	45
Fig. 4.13.- Conglomerados con clastos de rocas volcánicas y sedimentarias (diámetro máximo 30 cm) sub-angulosos y sub-redondeados, en matriz arenosa cuarzo feldespática, parte de la matriz suele ser carbonatada.	45

- Fig. 4.14.- Coeloideos del Toarciano inferior, ubicados en la base de la Formación Socosani, siendo albergados en calizas wackestone intercalado con conglomerados de matriz carbonatada. En **4.14a**: *Atractites alpinus* (v. GÜMBEL, 1861), y en **4.14b**: *Atractites* sp.47
- Fig. 4.15.- *Plicatostylus* sp. del Toarciano inferior en la cima del cerro Yanacoto y base de la Formación Socosani.47
- Fig. 4.16.- Contexto sedimentario donde fueron hallados amonites del Toarciano superior, quebrada El Burro. **4.16a**: conglomerados compuestos de clastos sub-angulosos arenosos y volcánicos violáceos, verdosos y negros, además de clastos de cenizas volcánicas en matriz arenosa carbonatada. **4.16b**: se trata el nivel donde fueron hallados los ammonites de gran tamaño (*Hammatoceras* sp.). No muestran desgaste ni evidencias de aparente disturbación.48
- Fig. 4.17.- Mandíbulas de reptiles fósiles, se observa en ambas muestras las cavidades dentales en los extremos de las mandíbulas; nótese los alveolos bien definidos cerca de la extremidad, se trata de un cocodrilo marino.48
- Fig. 4.18.- Acumulación de gasterópodos en lumaquelas, con conchillas de hasta 3 cm de largo, en calizas wackestone de color gris claro, ubicados en la base de la Secuencia 3. La acumulación de gasterópodos tiene una tendencia en el sepultamiento hacia el sureste (a manera de imbricaciones).49
- Fig. 4.19.- Calizas wackestone a grainstone. Conforme se sube estratigráficamente la granulometría se hace más gruesa, sugiriendo ambientes más someros. Izquierda: Inicialmente se tiene braquiópodos de costillaje tosco en calizas de grano fino, tales como *Chlamys* sp. y *Terebratula phillipsi* MORRIS & DAVIDSON; Derecha: se tiene calizas grainstone con fósiles que muestran cierto desgaste en sus bordes; la posición de la conchilla mantiene un ángulo moderado respecto al nivel de sedimentación.50
- Fig. 4.20.- Grietas de desecación (mudcracks) en limoarcillas y arcillas pardas grisáceas, ubicadas en la parte superior de la Secuencia 3 de la Formación Socosani. En conjunto, los estratos que contienen las grietas de desecación no exceden de 40 cm de espesor. Estas grietas están acompañadas de algunos fragmentos de pelecípodos de costillaje muy débil, y algunos clastos volcánicos sub-redondeados.50
- Fig. 4.21.- Laminaciones oblicuas de secuencias turbidíticas de progradación de depósitos deltaicos, de gran amplitud y mediano ángulo, orientados al suroeste. Estas estructuras están marcadas en calcarenitas de grano medio a calizas grises claras, aun sin contener fósiles. La evolución de la sucesión es de derecha a izquierda.51
- Fig. 4.22.- Conglomerados de matriz calcárea en la Formación Socosani en gradación normal. Los clastos están compuestos de material carbonatado, arenoso y de volcánicos violáceos. Muchos clastos están imbricados hacia el sureste y suroeste, dentro de los conglomerados existen pequeños canales de granulometría media.52
- Fig. 4.23.- Secuencias turbidíticas de aproximadamente 3 metros de espesor como máximo, con algunos belemnites en la base conglomerádica, ubicados en la Secuencia 3 de la Formación Socosani. Se observa a las divisiones Ta, Tb y Td, según Bouma (1962). El material que lo compone es carbonatado. El sentido de la evolución sedimentaria es de derecha a izquierda; se asume cercanía a una zona litoral.52
- Fig. 4.24.- Belemnites en conglomerados. Izquierda: conglomerados conteniendo belemnites, los conglomerados tienen clastos sub-angulosos de areniscas, rocas volcánicas y calizas, con matriz violácea carbonatada; los belemnites están ligeramente fragmentados. Derecha: los conglomerados decrecen granulométricamente hasta calizas grainstone, donde los belemnites están mejor conservados.53
- Fig. 4.25.- Afloramiento de la parte inicial de la Formación Puente en Yura; se muestra una intercalación de areniscas fluviales arcóscas, con limolitas negras y algunas de areniscas calcáreas con fósiles hacia la parte mas basal. En las figuras a y b, se muestra estructuras en flama (flame structures) y algunas figuras de arrastre de clastos.53
- Fig. 4.26.- *Thalattosuchia*, es un cocodrilo marino cosmopólita de edad aproximada entre 112 a 190 Ma, hallado en estratos del Toarciano superior, junto a ammonites Hildocerátidos, equinoideos y belemnites, Yura, Arequipa. (Imagen enviada por Jean Noel Martínez).55
- Fig. 4.27.- Columna estratigráfica generalizada tomada de los afloramientos del cerro Yanacoto y la quebrada El Burro. El diagrama de rosas de color rojo indica el sentido de sepultamiento de los belemnites (Fig. 4.23).56
- Fig. 4.28.- El cerro Palquilla y sus límites formacionales. Nomenclatura estratigráfica tomada de Wilson & García (1962).57
- Fig. 4.29.- Columna estratigráfica levantada en el cerro Palquilla, Tacna. Los ambientes sedimentarios evolucionan, a grandes rasgos, de un ambiente fluvial, pasando por sistemas deltaicos hasta tener plataformas carbonatadas. El sentido de imbricación promedio de los clastos es hacia el sur. La tendencia granulométrica de los estratos es grano-decreciente.59
- Fig. 4.30.- Conglomerado clasto soportado de facies Gcm de la parte basal de la Formación Pelado. Los clastos están formados principalmente por rocas volcánicas grises violáceas, en matriz limolítica violácea.60
- Fig. 4.31.- Turbulencia en la sedimentación. En **4.31a**: agrupaciones de Ammonite ind. sepultados en posición vertical en areniscas calcáreas, nótese la verticalidad en relación a las laminaciones paralelas y rizaduras debajo de estos; en **4.31b**: turbiditas Ta, Tb, de alta y de mediana densidad, cargando abundantes bioclastos de conchillas.61
- Fig. 4.32.- Ammonites en posición de sepultamiento anormal. Hay predominancia de *Paltechioceras* sp. del Sinemuriano superior. Nótese el máximo grado de inclinación de los ammonites en (1) y en la vista de perfil (A-A'). Este perfil señala la presencia de turbidez submarina y del rápido acumulamiento de carbonatos. Las capas de calizas que contienen ammonites están intercaladas con estratos de conglomerados canalizados.62
- Fig. 4.33.- Estructuras sedimentarias de erosión de canal y de deformación sinsedimentaria. En **4.32a**: cunetas de arcosas de grano medio a grueso generando pequeñas bases erosivas en las rocas areno-calcáreas. En Fig. **4.32b**: figura de escape de agua, en rocas carbonatadas. Los fluidos que escaparon son limoarcillitas calcáreas, quebrando

estratos de caliza gris oscura; nótese la ligera licuefacción de estos sedimentos. En Fig. 4.32c: sismitas, nótese la licuefacción de los sedimentos limoarcillíticos calcáreos. En Fig. 4.32d: estructura tipo flame cast en estratos calcáreos, los sedimentos superiores se desplazan en dirección este, en promedio, indicado por la flecha.	63
Fig. 4.34.- Amonite ind. en posición anormal de sepultamiento en relación a la estratificación. La presencia de esto de presentación es abundante. La inclinación promedio para estos amonites, respecto al nivel de sedimentación es de ~30°	64
Fig. 4.35.- Disposición de amonites indeterminados de la parte media de la Unidad 5 de la Formación Pelado; sepultados en posición normal en estratos delgados de calizas wackestone.	64
Fig. 4.36.- Agrupación de <i>Paltechioceras</i> sp. del Sinemuriano superior, en calizas y areniscas calcáreas con algunos fragmentos líticos, ubicados en la 1ª Agrupación Fosilífera, donde se tiene pelecípodos como fósiles asociados. Estos amonites presenta el mismo modo de sepultamiento que en el primer reporte de amonites, pues presentan un ángulo de inclinación respecto a la sedimentación y hasta cierta imbricación, siendo la tendencia de orientación hacia del SSE para este nivel.	66
Fig. 4.37.- Las calizas packstone de la parte superior de la Secuencia 4 de la Formación Pelado contiene amonites en posición anormal de sepultamiento, este nivel corresponde a la 3ª Agrupación Fosilífera. Se observa cierto imbricamiento en el sepultamiento de los amonites.	66
Fig. 4.38.- Columna estratigráfica del cerro Palquilla en Tacna. La Formación Pelado en esta localidad termina en discordancia erosiva con el Grupo Toquepala del Cretácico.	67
Fig. 4.39.- Columnas estratigráficas de los cerros Palquilla y Pelado en Tacna. En A : Procedimiento de síntesis de las secciones estratigráficas levantadas en Tacna. La columna estratigráfica del cerro Pelado consiste de sucesiones continuas hasta la Formación San Francisco, sucesiones que han sido erosionadas por fallamiento inverso, estructuras que se observan hasta el tope de sus afloramientos en el cerro Pelado, y a la vez repetición de capas pliensbachianas; basado en observaciones estructurales y de amonites (Alván et al., 2009). En B : Se presenta como resultado una columna estratigráfica generalizada para este sector, representativa de Tacna. La Formación Ataspaca está ausente en esta columna por tectonismo, así como parte de las formaciones San Francisco y Chachacumane. Estas unidades litológicas son las más antiguas de la cuenca y están posicionadas sobre el basamento volcánico del Arco Chocolate en discordancia erosiva.	69

Capítulo 5

Fig. 5.1.- Sección transversal hipotética de un amonite en el plano de simetría. Derecha: se muestran el fragmácono dividido por septas y la cámara habitación, los que están rodeados por un canal sifonal que les permite regular la profundidad, estructuras basadas en los rasgos de los Nautiloideos (modificado de Arkell et al., 1957). La flecha negra indica el centro de gravedad aproximado del cuerpo. Derecha: D: diámetro, A: ancho, U: distancia entre el ombligo y el vientre, H: altura de la última vuelta.	72
Fig. 5.2.- Tipos principales de costillajes de conchas de amonites (Arkell et al., 1957).	72
Fig. 5.3.- Tipos principales de tuberculaciones en conchas de amonites (Arkell, et al., 1959).	73
Fig. 5.4.- Terminología de las líneas de sutura. Derecha: la flecha gruesa en rojo indica la parte media del vientre; la línea roja punteada en las suturas umbilicales divide las partes internas y externas de las suturas; la línea roja continua indica la parte media del dorso (Arkell et al., 1957). Izquierda: suturas de un <i>Tissotia reesideana</i> KNECHTEL.	73
Fig. 5.5.- Biozonas en el cerro Yanacoto y quebrada El Burro (Yura).	92
Fig. 5.6.- Biozonas en el cerro Palquilla (Tacna).	93

Láminas

Lámina 1, localidad de Yura.	85
Lámina 2, localidad de Yura.	87
Lámina 3, localidad de Yura y Palquilla.	89
Lámina 4, localidad de Palquilla.	91

Capítulo 6

Fig. 6.1.- Los medios sedimentarios en Yura y su interpretación estratigráfico secuencial.	98
Fig. 6.2.- Interpretación de medios sedimentarios y análisis estratigráfico secuencial del cerro Palquilla.	101
Fig. 6.3.- Comparación de relaciones eustáticas estándares y las elaboradas para el Jurásico inferior a medio de la cuenca Arequipa. Biozonas estándares de amonites versus las reportadas en Sudamérica. Las curvas eustáticas presentan semejanzas con las estándares.	103

Capítulo 7

- Fig. 7.1.- Representación esquemática de la variación de las facies presentes en la cuenca Arequipa, durante el Jurásico inferior. Las facies sedimentarias evolucionan, desde el aporte volcánico primario en primera instancia, hasta la sedimentación fina hacia el este. Los procesos sedimentarios rellenaron la cuenca en su totalidad después del vulcanismo del Arco Chocolate. Los conos volcánicos han sido erosionados desde el tiempo de su emisión. Las columnas estratigráficas están indicadas en estrellas.106
- Fig. 7.2.- Perfil de la cuenca Arequipa, nótese la diferencia de profundidades en la cuenca, realizado en base a las columnas estratigráficas y presencia de amonites (modificado de Vicente, 2005). Los primeros fallamientos sinsedimentarios se asumen empiezan en el Sinemuriano.106
- Fig. 7.3.- Facies sedimentarias y correlación litoestratigráfica de Alto del Meadero, Yura y las localidades del Sur de Perú. Véase la ubicación de las columnas estratigráficas en la Fig. 6.1. Se toma como base de referencia para la correlación a la línea **a**, ya que representa el final de la formación de plataformas carbonatadas. La línea **b**, indica una base erosiva producida por conglomerados en el inicio de las formaciones Socosani-Yura. La línea **c**, indica la división entre la parte sedimentaria de la Formación Chocolate y las rocas volcánicas. Entre las líneas **b** y **c**, se tiene el inicio de la formación de una protoplateforma carbonatada, el cual muestra indicios sedimentarios de tectónica distensiva de apertura de cuenca. En la Foto A se observa el contacto erosivo entre las formaciones Chocolate y Socosani (Acosta & Alván, 2008); y en la Foto B se muestra fallas inversas produciendo omisión y repetición de estratos.110
- Fig. 7.4.- Reconstrucción paleoambiental del Jurásico inferior en la cuenca Arequipa, específicamente del Sinemuriano y Pliensbachiano. Izquierda: modelo ambiental de las localidades estudiadas en función de las columnas estratigráficas levantadas y los fósiles colectados; según las evidencias sedimentarias, el arco volcánico es erosionado casi en su totalidad durante el Jurásico inferior a medio, es decir, durante el intervalo Toarciano-Bajociano. Derecha: modelo paleogeográfico, donde se muestra el paso estrecho entre el mar de Thetys y el Océano Pacífico (Hillebrandt, 1981); al norte de la zona de estudios existe un alto estructural que limita la cuenca Arequipa en el extremo norte (Carlotto et al., 2009).112
- Fig. 7.5.- Esquema aproximado de los depósitos detríticos y carbonatados durante el Jurásico inferior (Hettangiano al Toarciano) de las localidades estudiadas en el sur Peruano, inspirado de Vicente (2006). Las paleocorrientes muestran una tendencia al sureste y noreste en promedio. Se considera a los bordes más orientales de los depósitos detríticos como marinos. Alto Totos-Paras delimita la cuenca en la parte norte desde el tiempos sinemuriano-hettangiano, CLM= Sistema de Fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo (Carlotto et al., 2009).114

RESUMEN

Las secuencias sedimentarias jurásicas que afloran al sur de Perú, están depositadas sobre rocas volcánicas del arco jurásico Chocolate desde tiempos hetangianos?, entre Yura (departamento de Arequipa) y Palquilla (Departamento de Tacna). Estos depósitos revelan la formación una incipiente plataforma carbonatada relacionada con fases tectónicas distensivas reconocidas a partir del análisis de sus facies. Estructuras sedimentarias tales como escapes de agua y slumps sugieren una pendiente con progradación deltaica mientras que nuevos registros fosilíferos de arietítidos incorporan elementos propios de la zona de *Arietites bucklandi* los que definen biocrones del sinemuriano. La sucesión sedimentaria es continua hasta el Toarciano superior, definido por la presencia de amonites Hildocerátidos asociados a belemnites y equinoideos en una intercalación de areniscas tidales y conglomerados monomícticos de caliza, donde además, se pone en evidencia el primer hallazgo de reptiles del Jurásico inferior en Perú. Posterior a estos eventos se tiene una etapa transgresiva de tiempos toarciano-bajocianos, donde se desarrollan plataformas carbonatadas con abundantes organismos arrecifales que evolucionan hasta que se establece una súbita regresión marina definidos por sus depósitos de playa.

Las sucesiones pre-sinemurianas a plienschbachianas?, se interpretan como eventos fluviales que se abortan por una elevación del nivel marino y el desarrollo de ambientes de plataforma carbonatada con amonites de facies relativamente profundas. Los procesos fluviales volvieron a estar presentes, pero también con influencia marina a modo de estuarios, en las que habitaban los reptiles marinos. Estas interpretaciones sugieren la reactivación de un tectonismo de apertura de cuenca, que destruyeron las proto-plataformas carbonatadas del Sinemuriano. La transgresión marina que empieza en el Toarciano, llega a su punto máximo a mediados del Bajociano donde una extensa plataforma carbonatada somera se desarrolló con mayor espesor en Palquilla, hasta tener una súbita regresión marina en el Batonian con secuencias turbidíticas y registros de belemnites que luego retrogradan a barras de arena de playa y registros fragmentarios de plantas.

De esta manera, se han realizado correlaciones estratigráficas mediante secciones típicas en las localidades de Yura y Palquilla. Para esto se tuvo en consideración las secciones estratigráficas referenciales de Alto del Meadero y el cerro Pelado a fin de integrar las relaciones laterales sedimentarias y elaborar un esquema de sus dimensiones. En este sentido, la formación de una proto-plataforma carbonatada en Yura se relaciona con las plataformas sinemurianas del cerro Paquilla, las que son erosionadas durante el Plienschbachiano mediante la actividad detrítica por procesos tectónicos de apertura de cuenca. El depocentro se registra en localidades de Tacna con una mayor producción de depósitos carbonatados y las interrupciones están representadas por canales erosivos, seguido de una continuidad sedimentaria hasta tiempos calovianos.

ABSTRACT

Jurassic sedimentary sequences that outcrops in southern Peru, are deposited above volcanic rocks of the Chocolate volcanic arc since hettangian? times, between Yura, (department of Arequipa) and Palquilla (department of Tacna). These deposits reveal a nascent carbonated platform related to distensive tectonic phases, identified on basis of facies analysis. Sedimentary structures such as water scape and slumps suggest us a slope with deltaic progradation, while new fossiliferous records such as arietitids are proper elements of the *Arietites bucklandi* zone, which define biochrones from Sinemurian times. The sedimentary succession continue until Upper Toarcian, defined by the presence of Hildoceratids ammonites associated to belemnites and equinoids within an intercalation of tidal sandstone and monomictic conglomerates composed of limestones; also, there is evidence of the first record of Lower Jurassic reptiles in southern Peru. After these events, there is reported a transgressive stage from toarcian-bajocian times, where carbonated platforms were forming with abundant reefal organisms, which evolves until a forced marine regression, defined by its playa deposits.

Sinemurian to pre-pliensbachian? successions are interpreted as an intervention of fluvial events, which are aborted by an elevation of the sea level and the development of carbonated platform environments with ammonites of relatively deep facies. Fluvial processes were again present, but with marine influences as estuaries, where marine reptiles lived. These interpretations suggest a reactivation of basin opening tectonism, which eroded the sinemurian proto-carbonate platforms. The toarcian marine transgression reaches its highstand system track in mid-Bajocian age, where an extensive carbonated platform is well developed in Palquilla, until a sudden marine regression took place during Bathonian, with records of turbiditic sequences and fragments of belemnites that, after time, are prograding to sand playa bars and fragmentary records of plants.

By this mean, a stratigraphic correlation is elaborated by mean typical sections in the localities of Yura and Palquilla. For this purpose, referencial stratigraphic sections of Alto del Meadero and Pelado hill were considered as helpful elements to integrate sedimentary lateral relations and elaborate a scheme of its geometrical dimensions. In this sense, the development of a proto-carbonated platform in Yura, is related with Sinemurian platform of Palquilla hill, which are eroded during Pliensbachian age by mean of tectonic processes of basin opening. The depocenter is located in the localities of Tacna with a main production of carbonated deposits, and the sequential interruptions are represented by erosive channels, followed by a sedimentary continuity until callovian times.

ZUSAMMENFASSUNG

Die sedimentären Sequenzen des Jura, die über den Vulkangesteinen des jurassischen Chocolate-Vulkanbogens abgelagert wurden, welche im Süden Perus zwischen Yura (Departement Arequipa) und Palquilla (Departement Tacna) zu Tage treten, zeigen eine beginnende Karbonat-Plattform, die im Zusammenhang steht mit distensiv-tektonischen Phasen, die bei der Fazies-Analyse identifiziert werden können. Sedimentstrukturen wie Wasseraustritte und Hangrutschungen deuten auf einen Hang mit deltaischer Progradation, während neue fossilienreiche Aufschlüsse wie *Arietitids* zu den eigentypischen Elementen der *Arietites bucklandi*-Zone gehören, die Biochronen des Sinemuriums definieren. Die sedimentäre Folge ist kontinuierlich bis ins höhere Toarrium, definiert durch das Auftreten von Hildoceratischen Amoniten und Belemniten und Equinoiden in einer Zwischenlagerung mit Gezeitensanden und monomiktischen Konglomeraten aus Kalkstein, in dem sich zudem der erste Fund von Reptilen des unteren Jura in Peru zeigt. Nach diesen Ereignissen folgt eine transgressive Etape des Toarrium-Bajozeum, in der sich Karbonatplattformen mit einer Vielzahl von Rifforganismen entwickeln, welche sich fortentwickeln bis zu einer plötzlichen marinen Regression, wie sie sich in den Strandablagerungen zeigt.

Die Abfolgen des Prä-Sinemuriums zum Pliensbachium werden interpretiert als fluviale Ereignisse, die beendet werden durch eine Anhebung des Meeresspiegels und die Entwicklung der Karbonat-Plattform-Umgebungen mit Amoniten relativ tiefer Fazies. Fluviale Prozesse waren auch danach präsent, aber unter marinem Einfluss wie Flussmündungen, in denen marine Reptilien lebten. Diese Interpretationen legen eine Reaktivierung der Beckenöffnungs-Tektonik nahe, welche die Proto-Karbonatplattformen des Sinemuriums erodiert. Die marine Transgression, die im Toarrium beginnt, erreicht Mitte des Bajozeum ihr Maximum mit der Entwicklung einer ausgedehnten Flachwasser-Karbonatplattform mit größter Dicke in Palquilla, bis zu einer plötzlichen marinen Regression im Bathonium mit Turbiditsequenzen und Belemnitschichten, die dann retrogradieren zu Strandsandschichten und fragmentarischen Pflanzenablagerungen.

Auf diese Weise werden stratigraphische Korrelationen mittels typischer Sektionen in den Lokalitäten Yura und Palquilla ausgearbeitet. Zu diesem Zweck werden die Referenz-Stratigraphiesektionen Alto del Meadero und Cerro Pelado herangezogen, um die lateralen Beziehungen zu integrieren und ein Schema ihrer geometrischen Dimensionen zu erstellen. In diesem Sinne steht die Bildung einer Proto-Karbonatplattform in Yura im Zusammenhang mit den sinemurium-Plattformen von Cerro Paquilla, die während des Pliensbachiums bei detritischen Vorgängen in tektonischen Prozessen der Beckenöffnung erodiert wurden. Das Depozentrum befindet sich in der Gegend Tacna mit einer Hauptproduktion von Karbonatablagerungen und wiederholten Unterbrechungen durch Erosivkanäle, gefolgt von einer Sedimentfortsetzung bis in die Zeit des Callovium.

CAPÍTULO 1

GENERALIDADES

1.1. INTRODUCCIÓN

La presente tesis se desarrolló en el marco de investigación del Proyecto GR1: “Estudio de los arcos magmáticos Mesozoicos-Cenozoicos del Sur de Perú, entre los paralelos 16° 30’ a 18° 30’ Latitud Sur”, de la Dirección de Geología Regional del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico (INGEMMET); con datos propios del proyecto, provenientes de campañas de campo durante los años 2007 al 2009, próximos a publicarse.

El estudio de facies ha permitido interpretar los medios sedimentarios de dos zonas clave: i) el cerro Yanacoto y sus alrededores, distrito de Yura, departamento de Arequipa, y ii) el cerro Palquilla, distrito de Palca, departamento de Tacna. Estos medios se analizan relacionando las variaciones laterales de facies y su influencia para el estudio taxonómico de los amonites. Estos fósiles cuya taxonomía y rangos verticales permiten establecer el rango Sinemuriano-Caloviano son de importancia para la metodología de estratigrafía de secuencias en estos sectores de la cuenca Arequipa.

De esta manera, mediante la integración de nuevas aplicaciones en la sedimentología (facies), tafonomía y paleontología (tafonomía), se ha podido tener una nueva concepción en la evolución geológica con propuestas de organización estratigráfica de acuerdo a los criterios de clasificación lito-bio-cronoestratigráfico para la cuenca Arequipa, con el objetivo de elaborar un nuevo modelo paleogeográfico y paleoambiental.

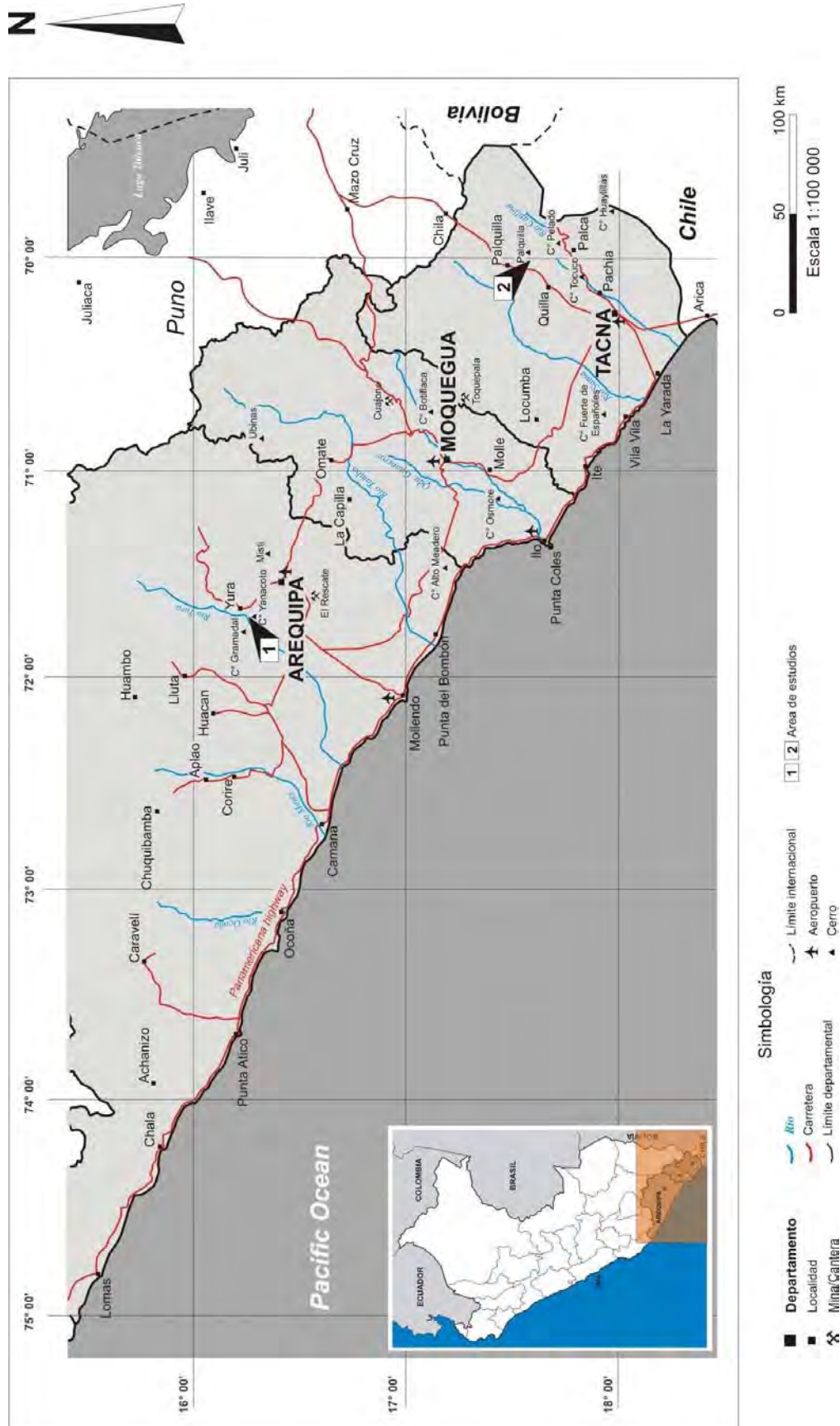
Respecto a la paleontología local, se reportan nuevos hallazgos de amonites, coleoideos y de vertebrados, siendo estos últimos la primera evidencia de restos óseos de reptiles del Jurásico inferior en Perú.

1.2. UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y ACCESIBILIDAD

El área de trabajo está comprendido en los departamentos de Arequipa y Tacna, en las localidades de Yura y Palquilla respectivamente (Fig. 1.1). Las localidades, se mencionan de norte a sur:

1. El cerro Yanacoto y sus alrededores (quebrada El Burro) están ubicados a 25 km al noroeste de la ciudad de Arequipa, en el distrito de Yura, provincia y departamento de Arequipa. Se encuentra a una altitud de 2500 msnm (Fig. 1.2); los accesos se realizan por medios carrozables, ya que en la zona existe una red de trochas y vías de acceso a diferentes sitios de interés minero.
2. El cerro Palquilla se encuentra en el distrito de Palca, provincia y departamento de Tacna. Esta localidad está ubicada a una altitud aproximada de 3800 msnm (Fig. 1.3). La vía de acceso a este sitio es por la carretera N° 36, que va desde la ciudad de Tacna a Tarata. El acceso al poblado de Palquilla es mediante vías carrozables a partir del Retén de Palquilla hasta la antena repetidora en la cima del cerro Palquilla.

Para acceder a estos departamentos se usa la carretera Panamericana Sur desde Lima (km 0), el cual integra a las ciudades costaneras en Arequipa en el kilómetro 1009, hasta Tacna en el kilómetro N° 1293 de la mencionada carretera.



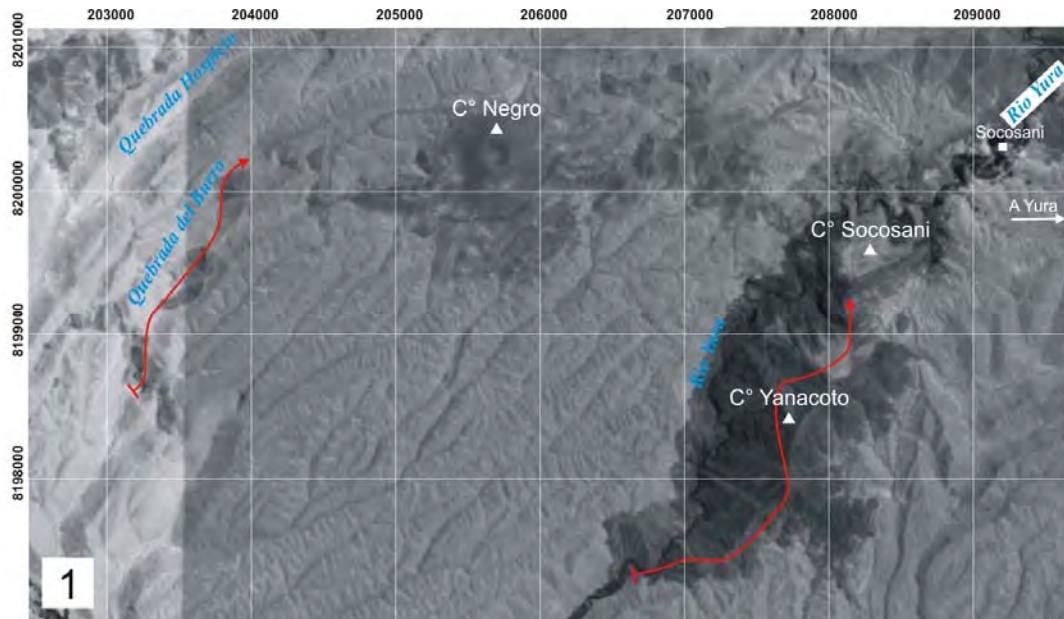


Fig. 1.2.- Ubicación de las columnas estratigráficas en la localidad de Yura, Arequipa, señaladas en flechas rojas. Se tiene dos afloramientos principales, la quebrada El Burro y el cerro Yanacoto; (imagen tomada de Google Earth 2009, WGS 84).

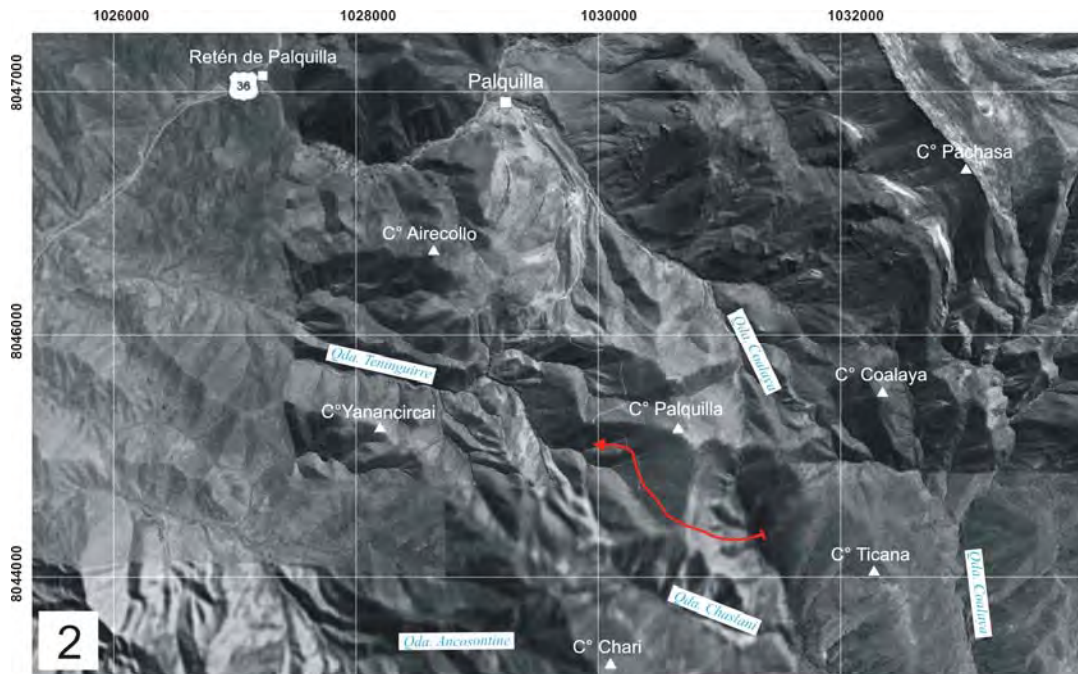


Fig. 1.3.- Ubicación de la columna estratigráfica del cerro Palquilla y cerro Ticana, distrito de Palquilla. La flecha color rojo indica la sección estratigráfica levantada. Imagen tomada de Google Earth 2009, WGS 84.

1.3. GEOMORFOLOGÍA DEL SUR DE PERÚ

La forma actual del relieve es consecuencia de la interacción de muchos factores que acompañaron al levantamiento andino, constituyendo una morfoestructura orogénica característica (Fig. 1.4). Entre los principales factores se tienen: deformación tectónica y vulcanismo a gran escala, además de clima dominante. Perfiles topográficos (Fig. 1.5)

perpendiculares a la línea de costa, hasta la cordillera, muestran los principales rasgos andinos: una cadena montañosa de baja elevación en la costa, seguido de las pampas costeras, y una cadena de montañas dominados por los volcanes y nevados de la Cordillera Occidental.

Estudios recientes sobre la Cordillera occidental mencionan que la topografía está dominada por el arco volcánico activo del sur de Perú y norte de Chile (16° S); al norte de esta latitud el arco no existe y por lo tanto tampoco volcanismo; el drenaje desde la cordillera al Océano Pacífico es generalmente simple; los ríos cargan mayormente sedimentos provenientes de rocas mesozoicas y cenozoicas de la Cordillera Occidental y a través del Batolito de la Costa antes de llegar a la costa (Wipf, 2006).

Las zonas climáticas de los Andes son paralelas a la morfoestructura orogénica, donde el clima presenta un papel importante en el desarrollo de la topografía mediante la erosión. El clima que corresponde a la zona del macizo de Arequipa es predominantemente seco, al igual que toda la franja del piedemonte del sur peruano.

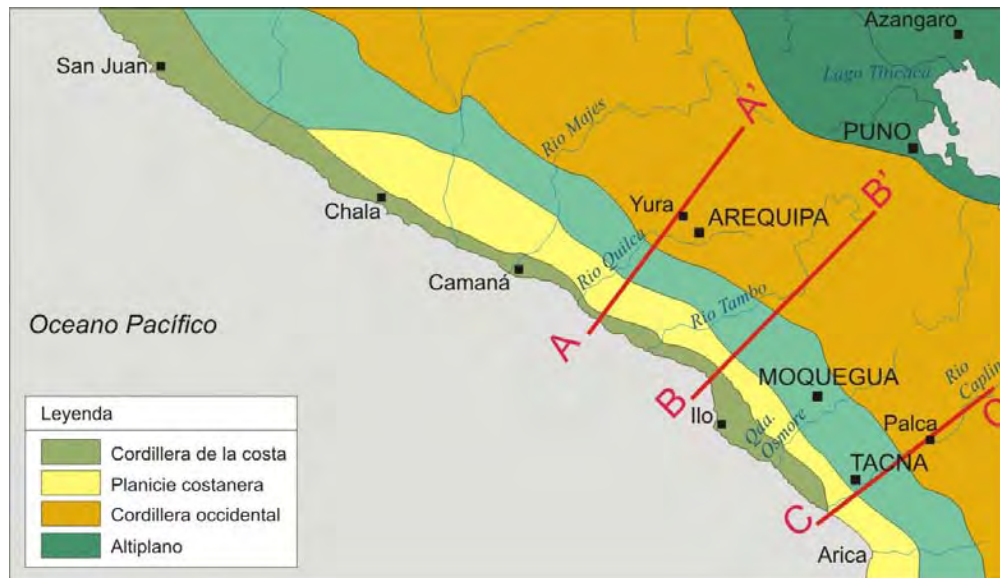


Fig. 1.4.- Unidades geomorfológicas de los departamentos Arequipa, Moquegua y Tacna. Las líneas AA', BB' y CC' corresponden a perfiles transversales topográficos del territorio sur peruano en la Fig. 1.6.

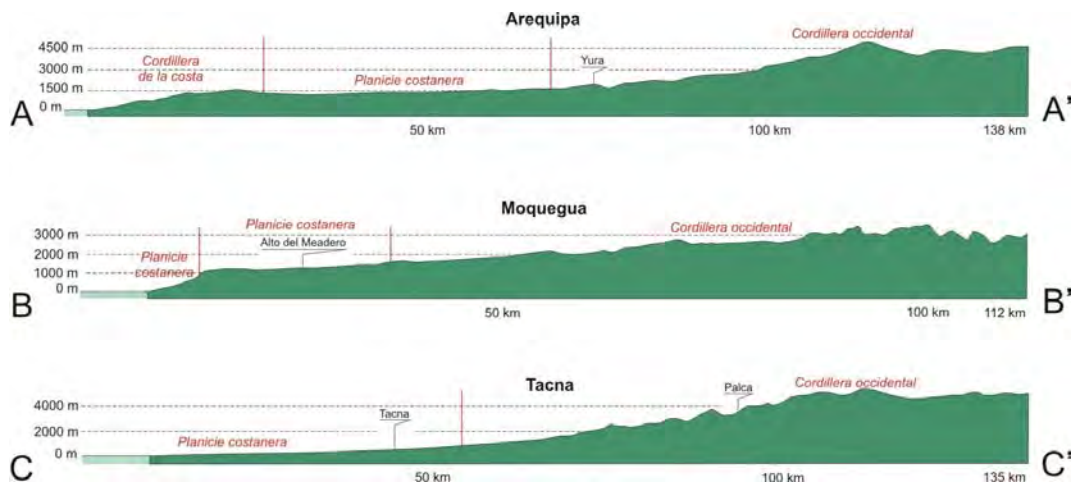


Fig. 1.5.- Perfiles topográficos de Arequipa, Moquegua y Tacna, referenciados en la Fig. 1.4.

1.4. HIPÓTESIS

En las localidades de Yura (Arequipa) y Palquilla (Tacna) están comprendidas en la cuenca Arequipa, donde se tienen sucesiones sedimentarias entre el Sinemuriano a Caloviano y consisten en rocas detríticas y carbonatadas, conteniendo amonites que definen tiempos sinemurianos a calovianos que se han depositado en aguas marinas relativamente profundas. Sin embargo algunos de estos fósiles fueron hallados en sedimentos que corresponden a ambientes de prodelta en facies de talud y en plataformas carbonatadas muy someras, con manifestaciones de transporte post-mortem en turbidez y evidencias de episodios de reemplazo de los depósitos carbonatados. Se postula que estos cefalópodos tienen cierto grado de transporte por turbidez y deformación sinsedimentaria, ambos como consecuencia de la actividad tectónica.

Seguido a esto, se proponen modelos paleoambientales donde se muestre que el relleno de la cuenca ha estado en primera instancia dominado por el aporte volcánico y posteriores aportes de detritos continentales y marinos, con eventuales transgresiones marinas.

1.5. OBJETIVOS DEL ESTUDIO

El objetivo principal de este trabajo es presentar un modelo depositacional y paleoambiental del Jurásico inferior de la cuenca Arequipa, entre las edades pre-sinemurianas a toarcianas, abarcando las localidades de Yura y Palquilla.

Se plantea una interpretación tafonómica con presencia de amonoideos en el contexto sedimentario de la cuenca Arequipa. Para tal efecto, se propone la integración de las evidencias sedimentológicas, paleontológicas y estratigráfico-secuenciales para el análisis de ambientes sedimentarios clásticos y carbonatados en el Jurásico inferior.

La mencionada integración lleva al desarrollo de modelos depositacionales de mejor resolución puesto que se relacionan los caracteres paleontológicos de los amonites con las facies sedimentarias.

Al hacer la relación vertical y lateral de las facies sedimentarias y una comparación estratigráfica (lito-bio y crono) entre estas localidades, se contribuirá a un mejor entendimiento de la evolución geológica de la cuenca para su comparación con otras cuencas sedimentarias en Sudamérica.

Para conseguir estos objetivos, se desarrollarán los siguientes trabajos:

- Levantar de columnas estratigráficas a escala (1:1000), interpretar sus medios sedimentarios, secuencialmente y definir sus paleoambientes.
- Identificar y caracterizar los procesos que controlaron la sedimentación y la conformación y relaciones de las unidades estratigráficas establecidas, así como la aclaración de la omisión o repetición de estratos por motivos tectónicos.
- Reportar nuevos hallazgos de amonites, aumentando los registros de esta subclase en la cuenca para una mejor elaboración y prolongación de biozonas en Perú con el resto sur del continente.
- Realizar interpretaciones sedimentológicas y comparaciones estratigráficas en las localidades de Yura (Arequipa) y Palquilla (Tacna), aplicando criterios estratigráficos secuenciales.
- Presentar un modelo paleoambiental del Jurásico inferior entre Yura y Palquilla.

1.6. METODOLOGÍA DE LA INVESTIGACIÓN

Para el desarrollo de la presente tesis, se describe las etapas de trabajo según las siguientes categorías:

1.6.1. Etapa Pre-Campo: Síntesis bibliográfica

Consistió en la agrupación y análisis de los reportes y demás datos bibliográficos, fotointerpretación geológica de las localidades de interés, y realizando síntesis de las columnas estratigráficas publicadas, ubicando y revisando los taxones de amonites y fósiles asociados colectados en trabajos anteriores.

1.6.2. Etapa de Campo: Levantamiento de columnas estratigráficas

Cartografiado de los cuadrángulos de Arequipa (33-s-IV) y Palca (36-v-III) a escala 1:25000 teniendo en cuenta el armazón tectono-estratigráfico. Luego, elaboración de columnas estratigráficas detalladas en las localidades de cerro Yanacoto, cantera Chocolate en Yura, lomas de Alto del Meadero y los cerros Pelado y Palquilla, colectando sistemáticamente fósiles con especial énfasis en los amonites. Asimismo, muestras de roca para secciones delgadas. La elección para las columnas estratigráficas (Yura y Palquilla) se realizó privilegiando las áreas por su abundancia de amonites.

1.6.3. Etapa Post-Campo: Interpretación de datos

Las muestras colectadas de amonites fueron remitidas al Laboratorio de Paleontología de la Dirección de Geología Regional del INGEMMET para su determinación. Posteriormente se interpretaron los medios sedimentarios y se correlacionaron las localidades estudiadas, construyendo de este modo, un modelo paleoambiental que describa secuencialmente los eventos sedimentarios que dominaron el sector de estudio.

1.6.4. Etapa de trabajo con amonites

Uno de los objetivos principales de esta tesis consiste en el estudio de los amonites colectados en dos columnas estratigráficas, i) en Yura, y ii) cerro Palquilla. Después de su determinación, fueron revisados y descritos para ser definidos y/o comparados dentro de los rangos bioestratigráficos establecidos por la Comisión Internacional de Zonas Estándares y otras fuentes (IUGS, 2001; Morton & Brown, 2004; Page, 2003; Hillebrandt, 1987, 2002, 2006; Riccardi, 2008; entre otros). Las muestras fueron codificadas de acuerdo a la localidad y fecha en las cuales fueron colectados. Posteriormente, en el Área de Paleontología del INGEMMET, se registraron con códigos de ingreso a la institución.

Durante el gabinete, el trabajo con el siguiente grupo de amonites se inició con la limpieza, bañado en agua y rociado de ácido clorhídrico (HCl) en algunas muestras. Las partículas de sedimentos adheridos en las muestras fueron debilitadas con agua y retiradas con un vibrador (Vibro-Graver modelo 74). Para su determinación se ha tenido en cuenta abundante bibliografía, fotografiando las mejores muestras y más representativas muestras del Jurásico en el sur de Perú, a la vez elaborando esquemas para mostrar las características más importantes de los amonites. Las muestras de amonites fueron revisadas por el Dr. Axel von Hillebrandt (Universidad Técnica de Berlín) y el Dr Wolfgang Riegraf (Zentralblatt für Geologie und Paleontologie Teil II).

La descripción de las muestras de amonites se realizó aplicando el estándar terminológico para la morfología de la concha propuesto por Arkell et al. (1957). Además, se organizaron biozonas de amonites de acuerdo a estándares bioestratigráficos.

1.7. LOCALIDADES FOSILÍFERAS

La cuenca Arequipa contiene muchas localidades fosilíferas no solo para el intervalo más antiguo de la cuenca, que corresponde al Jurásico inferior a medio, sino para estratos más recientes, cretácicos, cenozoicos y cuaternarios. En esta tesis se describe al detalle solo dos localidades fosilíferas, se trata de las localidades de Yura en Arequipa y cerro Palquilla en Tacna.

- En Yura se tiene al cerro Yanacoto como afloramiento principal (Fig. 1.2). Además, los afloramientos alrededor de este cerro, sirvieron para elaborar una columna estratigráfica integrada para esta zona, con una sección de 550 m (Fig. 4.6).
- En Tacna, la columna estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 1.3), presenta afloramientos continuos, con un espesor de 560 m (Fig. 4.27).

La información geológica y paleontológica presente en esta tesis, es resultado de los estudios realizados por el INGEMMET, Reportes Internos del INGEMMET (2007, 2008) pertenecientes al Proyecto GR1, e información procesada por el tesista. Se toma además información complementaria tomada de los resultados del Proyecto GR1, específicamente la sección de Alto del Meadero en Moquegua (8093, 241 UTM), y la sección estratigráfica del cerro Pelado en Tacna (8031, 405 UTM).

1.8. ESTUDIOS EN GEOLOGÍA Y PALEONTOLOGÍA: RECUENTO HISTÓRICO DE TRABAJOS EN LA CUENCA AREQUIPA

El sur peruano desde hace más de 50 años ha sido motivo de investigación para fines económicos y científicos. Actualmente, existen muchas investigaciones dedicadas a la geología de los terrenos mesozoicos de la cuenca Arequipa (Fig. 1.6) en los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. Cronológicamente, el desarrollo de los trabajos realizados en el sur de Perú se inicia en Pachía y Palca en Tacna por Jaworsky (1915) quien reportó la presencia del Jurásico inferior en los alrededores de la localidad de Palca. Posteriormente los estudios continuaron con García (1937), Petersen & Alberca (1954), Castro (1957), entre otros investigadores, dándose el inicio de los primeros trabajos de investigación con énfasis en la búsqueda de agua en la zona de Pachía y Palca hasta tener los últimos trabajos del PET (Proyecto Especial Tacna), tales como Salinas (2004, 2006), Acosta et al. (2008a), entre otros; quienes han estudiado los alrededores de Tacna elaborando la geología regional para la búsqueda de aguas subterráneas.

Jenks (1948) publicó el primer mapa geológico de la hoja de Arequipa, y describió por primera vez la estratigrafía de la zona y definió a la Formación Chocolate en la cantera del mismo nombre ubicado a 20 km al noroeste de la ciudad de Arequipa, considerándola su localidad tipo. Describió ésta unidad como una sucesión de andesitas de color marrón violáceo y algunas intercalaciones de calizas con fauna de corales asignados al Jurásico inferior por Wells (1953).

Wilson & García (1962) describieron por primera vez a las formaciones Junerata, Pelado, San Francisco, Ataspaca y Chachacumane en los cuadrángulos de Pachía y Palca, elaborando los primeros mapas geológicos de Vilavilani y alrededores (mapas que fueron actualizados por Pino et al., 2002; Pino, 2003), describiéndolas como sucesiones continuas de sedimentos carbonatados y detríticos, y comparándolos con la Formación Yura de Arequipa. Los fósiles calovianos fueron

determinados por el Dr. Imlay (United States National Museum), los belemnites por el Dr. Jeletsky, como pertenecientes al Bajociano inferior (Benavides, 1962).

Benavides (1962) hizo un estudio detallado en el río Yura, Arequipa, considerando la misma descripción que Jenks (1948) de la Formación Chocolate, y colectando amonites en las sucesiones sedimentarias marinas de la Formación Socosani (definiéndolas en el rango Toarciano superior a Bajociano inferior), y de la entonces llamada Formación Yura (Caloviano a la parte basal) el cual separa esta formación en cinco miembros, en ese mismo trabajo reportó por primera vez a las turbiditas de la Formación Cachios. Vargas (1970) hizo una actualización de la carta geológica en el cuadrángulo de Arequipa, reportando por primera vez la presencia de algunos arniocerátidos del Sinemuriano (Pardo, 1969) en lutitas alternadas con rocas volcánicas en el cerro Yanacoto en Yura, delimitando las unidades jurásicas de las rocas del Cenozoico.

Sist.	Serie	Piso	Sector oeste (Arequipa)										Sector este (Tacna)			
			Benavides, 1962	Vicente, 1981	Vargas, 1970	Colonna, 1987	Colonna, 1987	Colonna, 1987	Colonna, 1987	Colonna, 1987	Colonna, 1987	Colonna, 1987	Colonna, 1987	Colonna, 1987	Colonna, 1987	Colonna, 1987
Jurásico	Sup.	Titoniano														
		Kimmeridgiano														
		Oxfordiano														
	Med.	Caloviano														
		Batoniano														
		Bajociano														
	Inf.	Aaleniano														
		Toarciano														
		Pliensbachiano														
		Sinemuriano														
Triásico	Sup.	Hettangiano														
		Raetiano														
		Norian														
		Camiano														

Fig. 1.6.- Cuadro de estudios realizados para definir la nomenclatura estratigráfica en la cuenca Arequipa, relación solo para el Triásico superior al Jurásico superior. Los cuadros en gris son las referencias estratigráficas usadas en esta tesis.

Posteriormente, Westermann et al. (1980) describieron las facies marinas del Jurásico medio en el Sur peruano y reporta biozonas del Aaleniano al Caloviano. Según este autor, estas mismas especies y biozonas fueron reportadas también en los Andes argentino-chilenos los cuales son comunes y correlacionables con biozonas de Europa para el Bajociano y Batoniano.

En Yura, León (1981) reportó las facies y microfacies sedimentarias del Jurásico y Cretácico a lo largo del río Yura, describiendo en la cantera Chocolate alternancias de calizas coralinas y tobas andesíticas con fragmentos volcánicos. En el cerro Yanacoto describió aglomerados volcánicos andesíticos intercalado con areniscas calcáreas, definiendo sus ambientes depositacionales y diferenciando los carbonatos de la Formación Socosani. Vicente (1981), compara las unidades establecidas por Benavides (1962) con sus similares en Tacna, reportando también Arietitidos (Sinemuriano) en la Formación Chocolate de Yura elevando la Formación Yura al nivel de Grupo. En este mismo trabajo, Vicente (1981) y Hillebrandt (1987) mencionan también fósiles del Toarciano inferior de la base de la Formación Socosani en el río Chili y en Charcani, asignando biozonas de amonites del Toarciano inferior.

Tiempo después, Vicente et al. (1982) reportaron por primera vez las facies turbidíticas de la parte media de la Formación Puente, indicando que el sentido de las paleocorrientes fue principalmente de norte a sur; Jacay (2005) describió al detalle las facies de alta turbidez como megaturbiditas en la parte media de la Formación Puente en Yura.

Respecto a la zona de Tacna, Salinas (1985) elaboró un modelo evolutivo paleogeográfico del sur de Perú y su respectivo análisis sedimentológico mencionando biozonas de arietítidos, reineckeidos, y los correspondientes a los pisos Toarciano y Aaleniano (determinados por Hillebrandt) de las formaciones Pelado, San Francisco y Ataspaca respectivamente. Westermann (1980) elaboró el marco paleobiogeográfico del Jurásico medio, describiendo fauna endémica procedentes del mar de Tethys y las provincias andinas, extendiendo a las biozonas *Subfurcatum* y *Humphriesianum* entre Perú, México y Europa.

Continuando con los trabajos biozonales, Hillebrandt (1987) elaboró y correlacionó provincias biozonales entre el Hettangiano y Toarciano para América del Sur, reportando en Arequipa a las biozonas del Toarciano medio en la localidad de Charcani en el río Chili; asimismo, construyó modelos paleogeográficos continentales del Jurásico inferior y la conexión entre el mar de Thetys y el Paleopacífico, con sus especies endémicas. Ese mismo año, Quinzio (1987), elaboró biozonas de amonites del Hettangiano al Toarciano de la Cordillera Domeyko en Antofagasta, donde reconoce todas las zonas del Hettangiano y a las zonas de *Bucklandi*, *Semicostatum* y *Obtusum* del Sinemuriano.

Wittmann (2001) describió en su tesis doctoral la bioestratigrafía de amonites del Bajociano al Oxfordiano en la Cordillera de la Costa en el norte de Chile, y sur de Perú, comprometiendo a las localidades peruanas de Vila Vila y río Sama en La Yarada, en Tacna. Del mismo modo, clasificó las rocas carbonatadas que contienen a los amonites en facies de plataforma y de cuenca con influencia del arco volcánico, elaborando así una reconstrucción ambiental. Por otro lado, Hillebrandt (2002) reportó biozonas de amonites del Sinemuriano superior en localidades de Puno tales como Lagunillas y Mañazo, y centrándose en las cuencas Domeyko y Aconcagua-Neuquén al norte de Chile y de Argentina respectivamente. Señaló que para el Sinemuriano superior la diversidad de fauna de amonites sudamericanos es menor en diversidad a comparación de la fauna europea probablemente por motivos paleogeográficos, pero con horizontes correlacionables con las biozonas europeas. Igualmente Hillebrandt (2002) describe amonites del Sinemuriano en las localidades peruanas de Chachapoyas, Tingo, Cerro de Pasco, Lago de Junín y Mañazo, y el norte de Chile, presentando 3 zonas, 9 subzonas y 37 horizontes sinemurianos en Sudamérica, donde compara las zonas de *Raricostatum*, *Oxynotum* y *Obtusum* con las presentes en Europa.

Ardill et al. (1996) describieron la estratigrafía secuencial en el mesozoico de la cuenca Domeyko en el norte de Chile, reportando variaciones glacio-eustáticas durante el Jurásico inferior a medio con continuas transgresiones y regresiones ocurridos en depósitos carbonatados mixtos y siliciclásticos del Jurásico y Cretácico, estas variaciones eustáticas se asemejan a las reportadas por León (1981) y Vicente (1981), así como también Haq et al. (1987) durante el Jurásico inferior.

El Sistema de Fallas Incapuquio (SFI) fue estudiado y planteado como un conjunto de fallas transpresionales que incluyen estructuras en flor (Jacay et al., 2002). En la parte geocronológica, Martínez et al. (2003) publicaron sus resultados e interpretaciones geoquímicas, interpretando una evolución magmática continua desde el vulcanismo jurásico hasta tiempos pliocénicos-cuaternarios; en la geología regional, Monge & Cervantes (2000) elaboraron un mapa actualizado de Pachía y Palca con nuevas observaciones en la correlación de las unidades jurásicas y cretácicas, asimismo Sánchez et al. (2000) elaboraron actualizaciones en los cuadrángulos de

Huaylillas, Tacna y La Yarada. Pino (2003) y Pino et al. (2004) en Pachía y Palca actualizaron la cartografía geológica del área de Mal Paso-Palca, mencionando allí un rift incipiente que se formó durante el Devónico y Carbonífero después de la formación del SFI; así como también, una profundización de cuenca durante el Sinemuriano a Toarciano medio, un periodo de máxima inundación en el rango Toarciano superior-Caloviano inferior y una final somerización en el Caloviano medio a Valanginiano.

Respecto a las interpretaciones geodinámicas, Vicente (2005) elaboró el marco paleogeográfico del Jurásico inferior de Sudamérica y las conexiones con el Paleopacífico, indicando a su vez el suministro sedimentario del arco volcánico jurásico, siendo acompañado por facies transgresivas; y regresiones del Jurásico medio a superior, allí reporta la diferencia de aporte sedimentario por geodinámica a lo largo del margen mencionado. Poco después, Hillebrandt (2006) realizó un estudio de amonites del Pliensbachiano en Sudamérica, comprendiendo a las localidades de Palquilla y Palca, además de amonites de la cuenca Aconcagua-Neuquén, reportando 22 horizontes y 6 biozonas pliensbachianas, que se correlacionan entre ambas regiones. Posteriormente, se tienen los reportes de Parent (1998, 2001, 2006), quien realiza el primer estudio sistemático de los amonites y su bioestratigrafía en las cuencas Neuquén-Mendoza y Tarapacá del Titoniano medio, y para los intervalos Batoniano superior- Caloviano inferior, y Caloviano superior-Oxfordiano superior.

Por último, Riccardi (2008) elaboró biozonas y biohorizontes establecidos para Argentina y que pueden ser aplicables para Sudamérica, mencionando biozonas dentro del intervalo Hettangiano-Titoniano excepto el Kimmeridgiano, biozonas que son aplicables regionalmente, incluyendo al territorio peruano, que son referidos en este trabajo.

CAPÍTULO 2

CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO REGIONAL

2.1. CONTEXTO ESTRATIGRÁFICO DE LA CUENCA AREQUIPA

Sobre las rocas volcánicas del Arco Jurásico Chocolate (Jenks, 1948), yacen sucesiones detríticas y carbonatadas que reflejan etapas regresivas y transgresivas ocurridas en el Jurásico inferior a medio. Estas unidades han sido denominadas en Arequipa como las formaciones Chocolate, Socosani y las correspondientes al Grupo Yura (formaciones Puente, Cachíos, Labra y Gramadal) (Jenks, 1948; Benavides, 1962; Vicente, 1981) mientras que en Tacna, las unidades correlacionables se han denominado como las formaciones Junerata, Pelado, San Francisco, Ataspaca y Chachacumane (Wilson & García, 1962; Vicente, 1981).

De acuerdo a los estudios de Vicente (1981) y con las observaciones aún inéditas del proyecto GR1, la información obtenida en la zona de Palca y Palquilla, tanto estratigráfica como estructuralmente, tiene una gran similitud con la geología de la zona de Yura, donde las columnas estratigráficas levantadas en el cerro Yanacoto y la quebrada El Burro en Yura, están conformadas por conglomerados y areniscas. Este material detrítico, es el producto de la erosión de importantes y potentes zonas volcánicas (Arco Jurásico Chocolate), cuya medida de paleocorrientes las ubica al oeste, en la costa actual (Acosta et al., 2009). Las areniscas de grano fino y arcillitas conforman la parte superior de la Formación Chocolate y albergan fósiles que indican el Sinemuriano inferior (amonites arietítididos).

Sist.	Serie	Piso	Arequipa	Litología	Tacna
Jurásico	Superior	Titoniano	Gpo. Yura	Fm. Labra	Fm. Chachacumane
		Kimmeridgiano		Fm. Cachios	Fm. Ataspaca
		Oxfordiano			
	Medio	Caloviano		Fm. Puente	
		Batoniano	Fm. Socosani		Fm. San Francisco
		Bajociano			
		Aaleniano			
	Inferior	Toarciano	Fm. Chocolate		Fm. Pelado
		Pliensbachiano			
		Sinemuriano			Fm. Junerata
		Hettangiano			
Triásico	Superior	Raetiano			
		Noriano			
		Carniano			

Fig. 2.1.- Columna estratigráfica generalizada de los estratos jurásicos de la cuenca Arequipa (tomado de Wilson & García, 1962; Vargas, 1970; Vicente, 1981, y de los trabajos del INGEMMET, 2007, 2008, 2009).

En Arequipa y en Tacna, se hicieron importantes revisiones en la estratigrafía del Jurásico, demostrando una continuidad de los procesos sedimentarios. El único afloramiento comprobado

de rocas volcánicas del Jurásico inferior se trata de andesitas basálticas ubicadas en la cordillera occidental, en los afloramientos en los cuadrángulos de Pachía (36-v) y Palca (36-x), los que han sido erosionados y redepositados como conglomerados, posteriormente cubiertos por rocas calcáreas, con amonites sinemurianos y plienschbachianos de la Formación Pelado.

En la zona de Alto el Meadero en Moquegua, la base de la columna estratigráfica levantada comprende una sucesión repetitiva de flujos volcánicos andesíticos, con esporádicos niveles de conglomerados y areniscas pertenecientes a la parte inferior de la Formación Chocolate. Seguido a esto se tiene una intercalación de areniscas, andesitas y algunos corales de edad Jurásico inferior (Reporte Interno del INGEMMET, 2007), intercalación que sobreyace la parte volcánica de la Formación Chocolate.

Esta intercalación yace sobre una discordancia angular, y corresponde al límite pre-Sinemuriano-Sinemuriano en Alto del Meadero en Moquegua (Fig. 7.3), así como también en la columna estratigráfica de Yura. De igual modo, en las columnas estratigráficas de Tacna, las capas volcánicas están en contacto discordante con las sucesiones de origen netamente sedimentario habiéndose identificado conglomerados con clastos de rocas volcánicas con escasa matriz calcárea, que pasan a formar importantes secuencias calcáreas cada vez más potentes hacia el este y sureste (Formación Socosani y Formación San Francisco respectivamente).

CAPÍTULO 3

NOCIONES TEÓRICAS

3.1. INTRODUCCIÓN

De un modo simplificado, se menciona en esta tesis los conceptos fundamentales y términos más usados en el trabajo cotidiano en la interpretación de las facies sedimentarias, sistemática de amonites, y como ambos factores se relacionan con las variaciones del nivel eustático.

3.2. LOS AMBIENTES MARINOS

El ambiente marino se divide en dos grandes zonas (Fig. 3.1), i) el dominio bentónico que incluye el piso o fondo oceánico a partir de la línea de costa hasta las profundidades mayores, donde las formas de vida que la habitan se denominan organismos bentónicos. Este dominio se subdivide en zona litoral, entre la marea alta y baja; zona sublitoral sobre la plataforma continental; zona batial sobre el talud continental; zona abisal que corresponde a las planicies abisales y la zona hadal. ii) el dominio pelágico, que representa la porción acuosa, y esta subdividida en zona nerítica, que cubre desde la zona litoral hasta los límites exteriores de la plataforma continental, y la zona oceánica, la cual está asociada con las profundidades mayores.

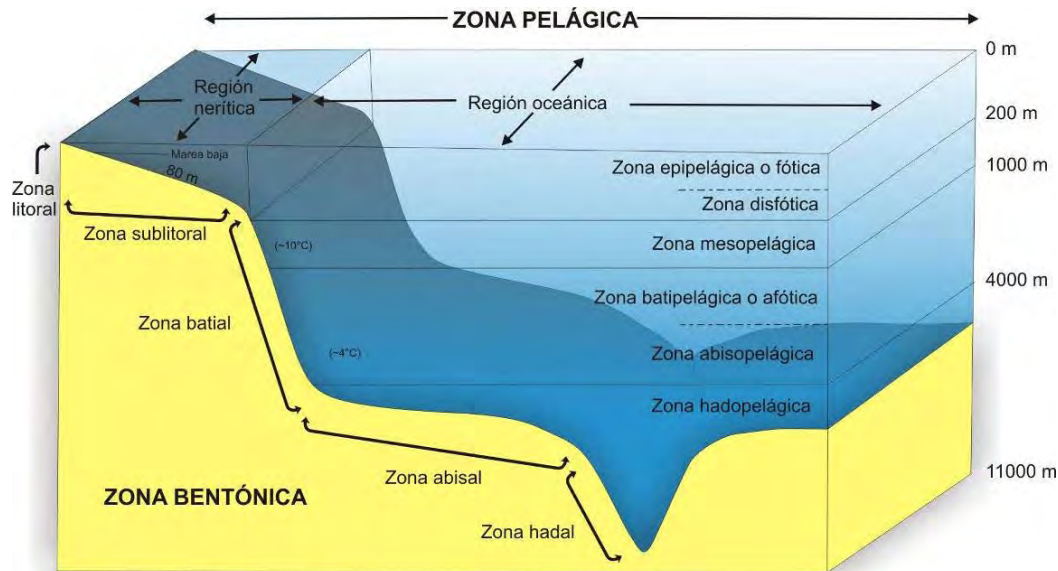


Fig. 3.1.- Perfil esquemático de profundidad del agua (columna de agua) y distancia del continente, mostrando las subdivisiones de ambientes marinos y ecológicos, modificado de Friedman (1978).

3.3. FACIES SEDIMENTARIAS

El uso moderno de este término fue aplicado por primera vez por Gressly (1838), refiriéndose a la integración de caracteres litológicos y elementos paleontológicos en una unidad estratigráfica como una asociación tridimensional de litofacies (Fig. 3.2). Genéticamente está relacionada por procesos activos o ambientes antiguos (Fischer & McGowan, 1967), generando modelos en función de las evidencias.

Sin embargo, este término ha sido aplicado para varios fines, haciendo la aplicabilidad del término aun más complejo. En la sedimentología y estratigrafía, "facies" tiene un significado ambiguo y por ello ha sido motivo de dudas y confusión, ya que ha sido empleado para distintas acepciones.

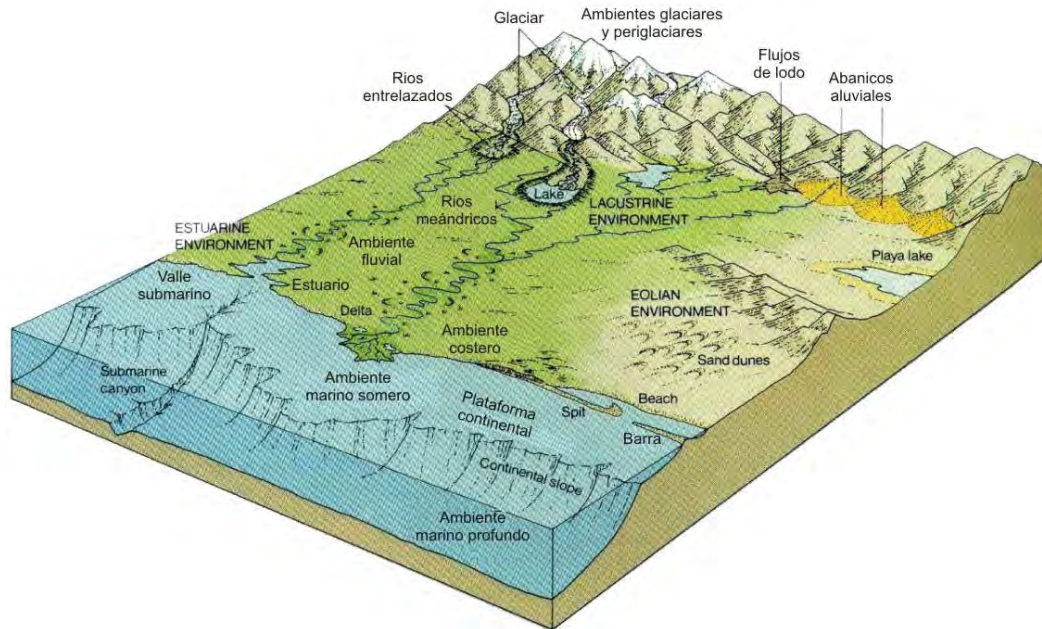


Fig. 3.2.- Esquema tridimensional generalizado de los modelos de ambientes de deposición sedimentaria, continental transicional y marino.

Para este caso, la aplicabilidad de este término en el estudio del registro sedimentario, se puede reconocer diversos enfoques para la definición de una facies (Fig. 3.3), teniendo en cuenta que algunos llevan carácter interpretativo y otras de carácter descriptivo y objetivo. Por lo tanto, en términos de geología sedimentaria, se puede afirmar que las facies son las características litológicas y biológicas de un depósito sedimentario, definido por el ambiente de depósito y representado por un modelo.

Esto se observa en la cantidad de depósitos que existen simultáneamente, interdigitándose y cambiando de caracteres. Por ejemplo cambiar de facies marina a fluvial, o de facies de playa a dunas costeras; agrupándose en secuencias de facies.

3.3.1. Definiendo una facies

En esencia, es una de las posibles partes genéticamente relacionadas, de un cuerpo sedimentario, que se diferencian de las restantes por sus caracteres petrológicos. Se involucran los aspectos litológicos, estructuras sedimentarias, geometría, contactos, contenido fósil y paleocorrientes que gobernaron durante la deposición. Para definir una facies se aplican diferentes procedimientos; la clave para la interpretación de las facies es combinar observaciones realizadas en sus relaciones espaciales y sus características internas; las que son comparadas con otra fuente de información y contrastadas con unidades estratigráficas bien estudiadas o de ambientes sedimentarios modernos en particular (Walker, 1984), puesto que cada ambiente sedimentario está caracterizado por una o varias facies características.

La mayoría de las facies definidas en el campo tienen interpretaciones ambiguas, dependiendo de la cantidad y calidad de información que obtengamos. Por ejemplo, si se tuviera una facies de areniscas con laminaciones oblicuas (Fig. 3.4) puede ser interpretada como formada en un río entrelazado, en un canal tidal, o incluso en un ambiente de offshore dominada por corrientes.

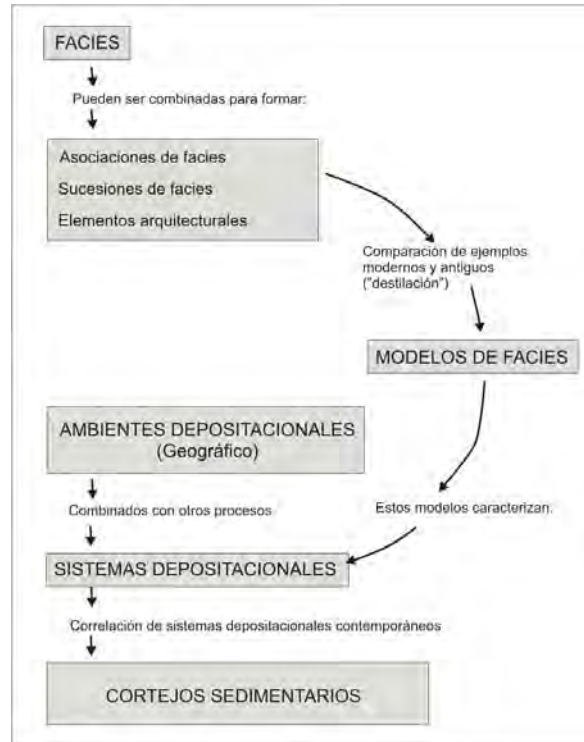


Fig. 3.3.- Relaciones entre facies, ambientes y sistemas deposicionales, utilizando los sistemas encadenados como terminología en el análisis secuencial (Walker, 1992).



Fig. 3.4.- Laminaciones oblicuas curvas en areniscas de grano sub-redondeado medio a grueso, cuarzosas blancas grisáceas, facies pertenecientes a la Formación Labra (Titoniano-Neocomiano), cuenca Arequipa.

3.3.2. Secuencias de facies

El término secuencia en una sucesión de facies, implica una relación genética desde la base hasta el tope, limitado por discontinuidades de varios órdenes, pudiéndose establecer una interpretación ambiental para cada secuencia. Para esto, se aplica el levantamiento de secciones estratigráficas y se identifican las secuencias (Fig. 3.5). Por ello, es importante distinguir entre una secuencia de facies y sus repeticiones o ciclos. La Fig. 3.5 sugiere una interpretación básica de facies, estableciendo los orígenes marinos y fluviales, donde el límite que existe entre el Grupo Cotacucho, Vilquechico inferior y Vilquechico medio son superficies erosionadas y pueden ser

interpretadas como límites fundamentales entre ciclos, estableciéndose entre ellos, ciclos individuales y de menor rango.

3.4. MODELOS DE FACIES SEDIMENTARIAS

Los principios, la metodología y los propósitos del análisis de facies se aplican para todos los ambientes sedimentarios. La construcción de modelos sedimentarios se realiza a partir de la extracción de información de facies en sedimentos recientes, los cuales son comparados con depósitos antiguos (unidades litológicas) obviando detalles locales. Estos procesos fueron llamados “métodos ontológicos” por Walther (en Middleton, 1973).

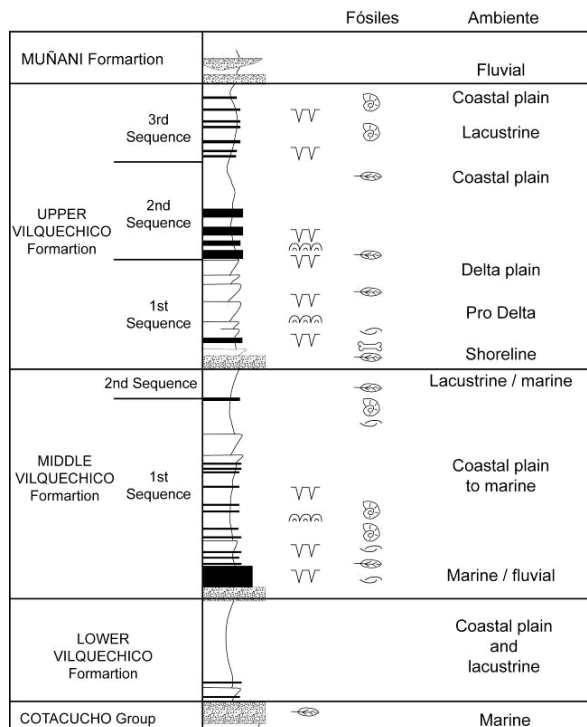


Fig. 3.5.- Secuencias de facies sedimentarias (tomado de Jaillard et al., 1993), expresado en sucesiones verticales o columnas estratigráficas. Las facies sedimentarias son interpretadas a partir de estructuras sedimentarias, patrones litológicos y elementos paleontológicos.

Por lo tanto, el objetivo de este análisis es identificar diferentes ambientes en rocas antiguas, además de entender el amplio rango de procesos que pueden operar en esos depósitos.

Tal es el ejemplo de las turbiditas (Fig. 3.6), los que a través de numerosos estudios en laboratorio, pudieron determinar un modelo ideal, llamado actualmente el “Modelo de Bouma”. Existen métodos para elegir correctamente las características necesarias para una buena asociación de facies y construcción de modelo sedimentario; para esto, mediante acuerdos se usa clasificaciones estándares de facies, tales como los propuestos por Mutti & Ricci Lucchi (1972), Walker (1984, 1992), Miall (1996).

Para la presente tesis, las asociaciones de facies que tendremos a partir de nuestros datos, definirán la interpretación depositacional en términos de ambientes sedimentarios (o llamados también sistemas depositacionales), comúnmente basados en un amplio rango de observaciones.

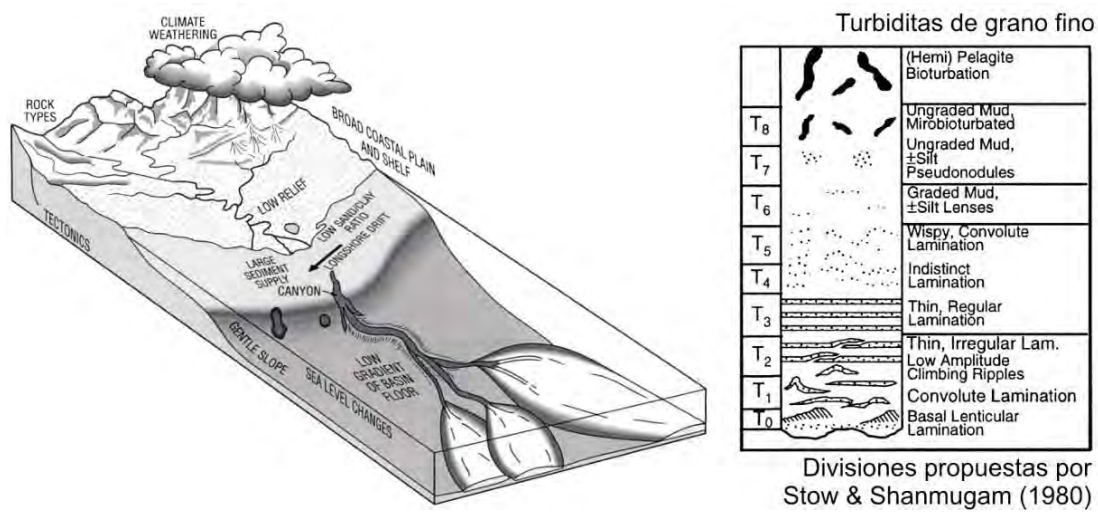


Fig. 3.6.- Modelo esquemático de turbiditas de grano fino de un sistema de abanico submarino. Los sedimentos están localizados lejos de la línea de costa. Los canales alimentadores son los complejos deltaicos (Bouma, 2000).

3.4.1. Facies fluviales y aluviales

Los criterios en la predicción de dimensiones de las facies fluviales, distribución, proporción y conectividad se desarrollaron a través de la investigación petrolera aplicando la geología de superficie. Actualmente existen modelos detallados de facies de los principales tipos de ríos, como resultado de comparaciones con depósitos de ríos actuales, modelamiento en laboratorio y nociones teóricas.

Las características espaciales, proporción y conectividad de depósitos fluviales y aluviales (arquitectura fluvial y aluvial) dependen de controles intrínsecos tales como la geometría de los canales (ancho, espesor), sentido de los flujos, proporción de depositación, posición, frecuencia y duración de las canalizaciones, además del control tectónico. Los modelos basados en los procesos sedimentarios intentan relacionar la proporción de aporte al tectonismo, teniendo en cuenta el nivel del mar y el clima (Walker, 1984). La arquitectura de los reservorios es simulada con modelos estocásticos basados en geología de superficie e información análoga de depósitos antiguos y recientes.

A grandes rasgos, las facies fluviales pueden ser divididas en cuatro tipos principales, i) sistemas aluviales), ii) anastomosado, iii) meándrico y iv) entrenzado. El sistema de abanicos aluviales es muy poco usado en este trabajo, por lo tanto lo más usado en geología y en esta tesis, son los ríos del tipo entrenzado.

Ríos entrenzados (braided rivers)

Los procesos que controlan la morfología de un río, sea entrenzado o meándrico aun no son bien comprendidos, pero se interpretan mediante las evidencias sedimentarias que un río entrenzado se forma por rápidas descargas de fluidos, más que en los ríos meándricos (Walker, 1992). Los ríos entrenzados suelen formarse en pendientes fuertes, con granos gruesos y con mayor cantidad de superficies erosivas. En combinación, estas características sugieren que los ríos entrelazados pertenecen a la parte proximal de un río (Fig. 3.7). La elaboración de modelos fluviales, de igual modo, parte de la confrontación de depósitos sedimentarios antiguos y recientes.

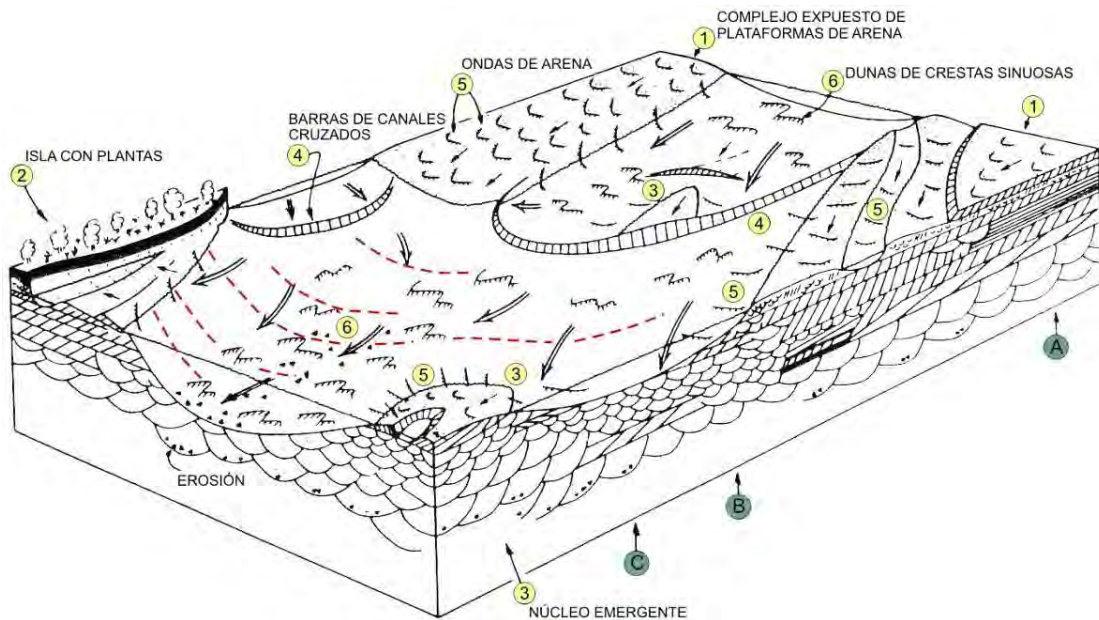


Fig. 3.7.- Diagrama mostrando los elementos arquitecturales (numerados) de un río entrecruzado (Cant & Walker, 1978). Las líneas punteadas rojas representan áreas subacuáticas. Se muestra estratos pequeños de arena como "unidades" de barra, complejos de barra o "plataformas de barra", y pequeñas islas con flora, producidos por la depositación fluvial. Num. 1: barras "cross-channel" que descargan en un canal más grande a manera de delta; Num. 2: el fluido se expande lateralmente; Num. 3: el fluido es forzado a formarse oblicuamente a través del sistema; Num. 4: set de capas planas tabulares con estratificación oblicua, producida cuando los canales se empiezan a entrecruzar; Num. 5: dunas en canales superficiales. Las letras A, B y C corresponden a plataformas de arena, influencias mixtas y canales, respectivamente.

Clasificación de depósitos fluviales y aluviales

Para la clasificación de ambientes sedimentarios en términos de facies fluviales y aluviales, se usa una código sedimentario ampliamente usada, propuesta por Andrew Miall (1996), donde las diferentes litofacies que componen una serie sedimentaria, se encuentran representadas por códigos establecidos por el mencionado autor (Tabla 3.1), representando la granulometría y las estructuras sedimentarias.

La metodología consiste en asignar una letra mayúscula que sea representativa para el tamaño de grano de la roca: G (Gravel = grava y conglomerado), S (Sand = arena) y F (Fines = limolitas y lutitas), acompañado de letras minúsculas que representan las estructuras sedimentarias; generando códigos que son elaborados de acuerdo a las texturas y estilos de sedimentación.

Según Miall, la agrupación de distintas litofacies (estructuras sedimentarias y sus respectivas texturas) indican un elemento arquitectural, la agrupación de elementos arquitecturales nos sugieren medios sedimentarios como interpretación, siendo estos respuestas de eventos aluviales y fluviales en un abanico.

Estos códigos se usan para designar elementos arquitecturales (Fig. 3.8), donde se tiene en cuenta una clasificación descriptiva, indicando la naturaleza de los límites secuenciales.

Código de facies	Facies	Estructuras sedimentarias	Interpretación
Gmm	Conglomerados matriz soportado, masivos	Gradación debil	Debris flow plástico (alta energía, viscoso)
Gmg	Conglomerados matriz soportado	Gradacion normal a inversa	Debris flow pseudo-plástico (baja energía, viscoso)
Gci	Conglomerados clasto soportados	Gradación inversa	Debris flow rico en clastos (alta energía) o pseudoplástico (baja energía)
Gcm	Conglomerados masivos clasto soportados	---	Debris flow pseudoplástico (fluidos inerciales, turbulentos)
Gh	Conglomerados clasto soportados levemente estratificados	Estratificación horizontal, imbricaciones	Estratos longitudinales, lag deposits, depositos de tamiz
Gt	Conglomerados estratificados	Estratificación oblicua	Relleno de canales menores
Gp	Conglomerados estratificados	Estratificación oblicua planar	Estratos transversales, formacion deltaica de barras remanentes antiguas
St	Arenas, finas a muy gruesas, pueden ser conglomerádicos	Estratificación oblicua solitario o agrupado	Cretas sinuosas y linguoidales, dunas en 3D
Sp	Arenas, finas a muy gruesas, pueden ser conglomerádicos	Estratificación oblicua solitario o agrupado	Cretas sinuosas y linguoidales, dunas en 2D
Sr	Arenas muy finas a gruesas	Rizaduras, con laminaciones oblicuas	Rizaduras (regimen de flujo debil)
Sh	Arenas, muy finas a gruesas, pueden ser conglomerádicos	Laminación horizontal, parting or stream lineation	Estratos planares (flujo critico)
Sl	Arenas, muy finas a gruesas, pueden ser conglomerádicos	Bajo ángulo (<15°), laminaciones oblicuas	Rellenos de canal, humpack o dunas washed-out, antidunas
Ss	Arenas, finas a muy gruesas, pueden ser conglomerádicos	Rellenos anchos y superficiales	Rellenos de canal
Sm	Arenas, finas a gruesas	Laminaciones debiles o masivas	Flujos de depositacion de sedimentos por gravedad
Fl	Arenas, limo, lodo	Laminacion fina, rizaduras muy pequeñas	Rebalse, canales abandonados, o depositos de inundación
Fsm	Limo, lodo	Masivos	Depósitos de canales abandonados, backswamp
Fm	Lodo, limo	Masivos, grietas de desecación	Rebalse, canales abandonados, o drape deposits
Fr	Lodo, limo	Masivo, raices, biotubación	Estratos con raices, suelo incipiente
C	Carbón, lodo carbonático	Plantas, laminas de lodo	Vegetated swamp deposits
P	Paleosuelo carbonatado (calcitas, sideritas)	Características pedogénicas: nódulos, filamentos	Suelo con precipitación química

Tabla 3.1.- Códigos de abreviación de facies propuestos por Andrew Miall (1996).

3.4.2. Facies deltaicas y estuarinas

Jaillard (1993) describe detalladamente las relaciones entre un delta y un estuario como medios sedimentarios complejos ubicados en la desembocadura de un río dentro del mar (o de un lago); por lo tanto, el medio sedimentario correspondiente es geográfica y sedimentológicamente intermedio entre la llanura fluvial y la costa (o el lago). Allí se tiene registros de influencias conjuntas o escalonadas del medio continental, de mareas, de olas que pueden generar corrientes litorales, y de tempestades. Sin embargo, otros medios sedimentarios pueden estar presentes, como lagos o pantanos en climas húmedos, lagunas evaporíticas, dunas eólicas, y conos aluviales proximales en caso de costas accidentadas.

Los rasgos comunes de casi todos los deltas son debido a i) la dinámica de un río en una superficie llana edificada por el delta mismo, ii) la abundancia del aporte sedimentario que provoca la progradación y migración del delta, iii) sobrepeso inducido por la alta tasa de sedimentación, y iv) a factores comunes a todos los mares, como son las mareas y las olas. Sin embargo, la diversidad de los procesos sedimentarios involucrados en la edificación de un sistema deltaico, llevó al establecimiento de una tipología de los deltas en función del proceso sedimentario dominante: el río, oleaje o marea, dando lugar este último a la generación de un sistema estuarino.

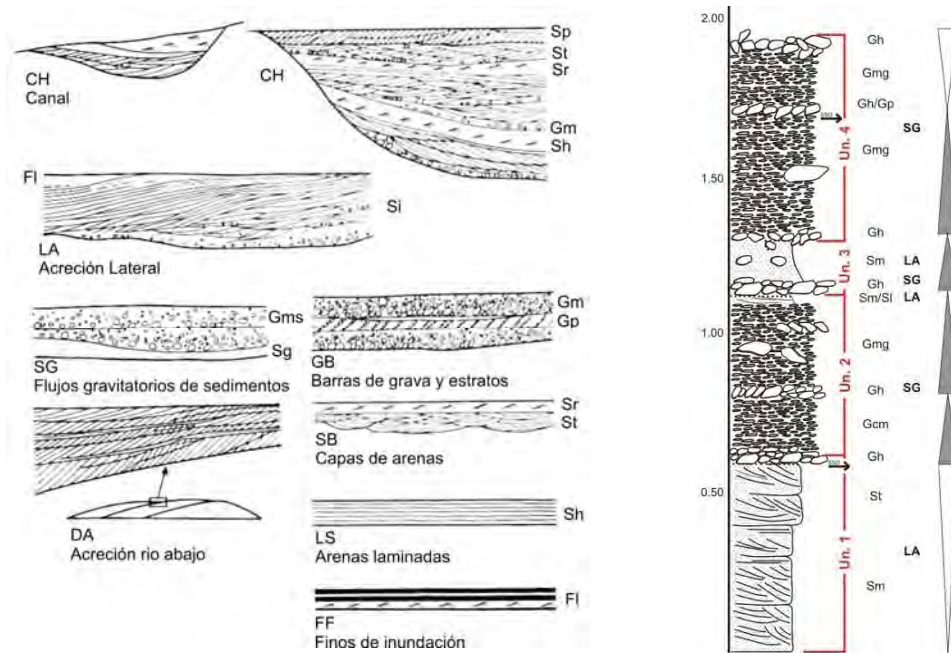


Fig. 3.8.- Representación esquemática de los elementos arquitecturales. Izquierda: los ocho principales elementos arquitecturales propuesto para depósitos fluviales (Miall, 1996). Derecha: ejemplo de agrupación de litofacies y elementos arquitecturales en el Pleistoceno de Talara, norte de Perú (Alván et al., 2008b).

Morfología de un delta y un estuario

Los deltas se forman en la desembocadura de los ríos que llegan a la zona costera de un mar o de un lago. Estos ríos están generalmente limitados por relieves y caracterizados por depósitos conglomerádicos de conos aluviales o de ríos en trenza. En las partes más distales el relieve es menos pronunciado, y se desarrollan llanuras aluviales con importantes acumulaciones fluviales por agradación vertical en períodos de subsidencia (Fig. 3.9). En dicha zona se encuentran los depósitos fluviales clásicos, sea bajo la forma de canales arenosos meándricos en llanuras arcillosas o bajo la forma de canales entrenzados si la gradiente topográfica es importante y/o dominan los aportes arenosos.

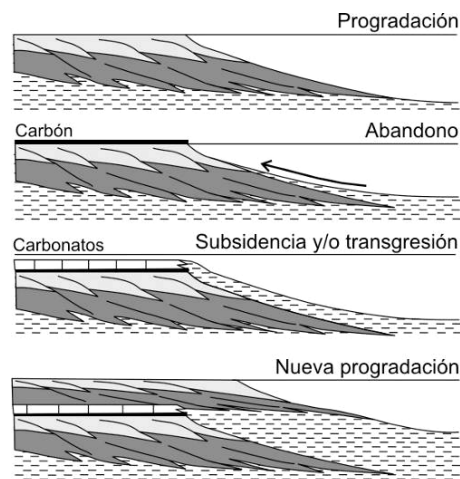


Fig. 3.9.- Superposición de secuencias deltaicas por progradación (regresión), y abandono (transgresión) de un delta sobre una plataforma subsidente, tomado de Jaillard, (1993).

Cuando los ríos desembocan en el mar, las corrientes fluviales desaceleran bruscamente, debido a su dispersión provocando el depósito de la mayor parte de los sedimentos cargados por el río, edificando el delta (Fig. 3.10). A medida que se acumulan sedimentos, el delta prograda hacia el mar, adquiriendo así una organización morfológica característica con tres medios principales: llanura deltaica, frente deltaico y prodelta, alcanzando sedimentación en el talud.

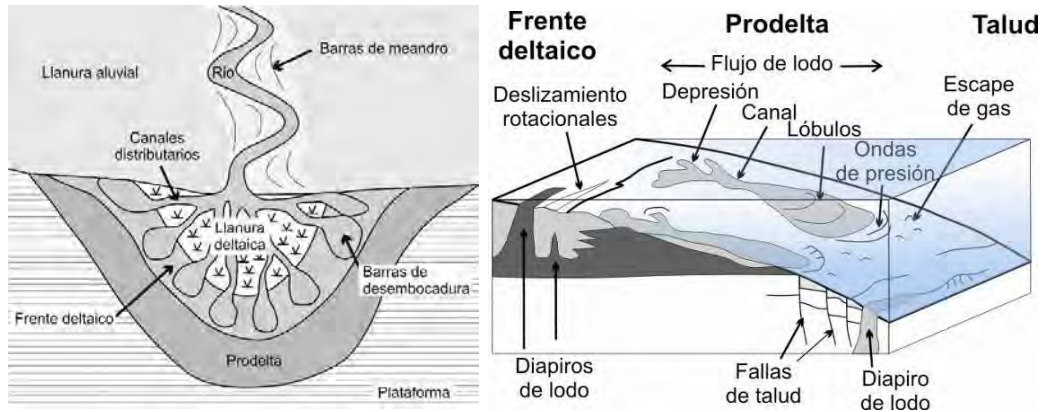


Fig. 3.10.- Esquema generalizado de un delta. Izquierda: morfología de los principales componentes sedimentarios de un delta. Derecha: división grafica de un delta, mostrando las principales deformaciones sinsedimentarias debidas a la pendiente, causas tectónicas o sub-compacción de las arcillas en un delta (tomado de Jaillard, 1993).

Dalrymple et al. (1992) definió un estuario como "la parte ubicada hacia el mar de un valle inundado, que recibe sedimentos de origen tanto fluvial como marino y sometida a la acción de las olas, las mareas y el río; se extiende desde el límite superior de influencia de las mareas hasta el límite de las facies marinas costeras". Dicha definición implica que un estuario no es un tipo de delta, sino un sistema independiente, cuyo desarrollo depende de la morfología de la costa (valle) y de un contexto eustático transgresivo (Fig. 3.11).

Jaillard (1993) menciona que estudios realizados en rellenos de valle (valley fill) ligados a las transgresiones eustáticas tienen semejanzas con los depósitos estuarios. Los estuarios, según Galloway & Hobday (1996), están considerados en la clasificación de los deltas como un caso particular de un delta con predominancia de mareas. Algunos autores definen además a los estuarios en base a criterios de salinidad, criterios que no influyen sobre los procesos sedimentarios; otros en base a la influencia de las mareas, lo que implicaría que los canales distributarios deltaicos o los lagoons tras-playa corresponderían a estuarios.

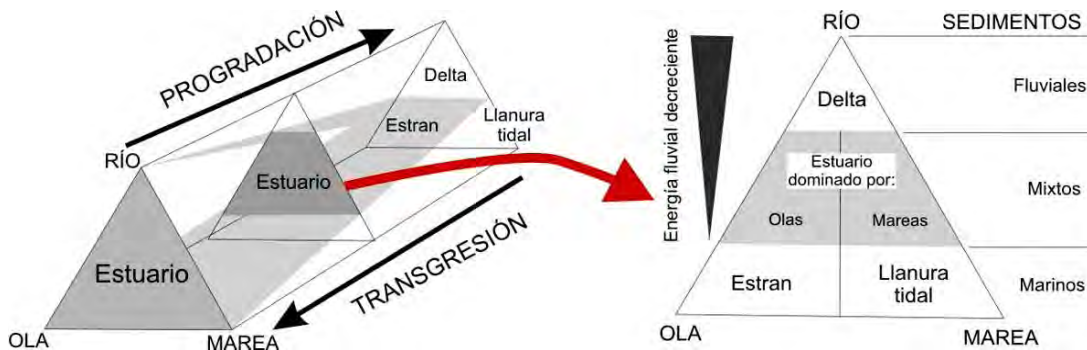


Fig. 3.11.- Clasificación evolutiva de los principales medios sedimentarios costeros deltaicos y estuarinos (Dalrymple et al., 1992). Izquierda: Un estuario se desarrolla durante una transgresión marina y desaparecen cuando empieza algún episodio regresivo y/o una progradación. Derecha: los estuarios tienen influencias marinas y fluviales, comprendiendo además ambientes mixtos dependiendo de la predominancia del sistema.

Por lo tanto, son sistemas efímeros a la escala geológica, ya que si aumentan los aportes sedimentarios o si baja la velocidad del alza eustática, el estuario se rellena y se vuelve delta. Más aún, según esta definición, la instalación de una sedimentación estuarina sugeriría una transgresión eustática (un intervalo transgresivo), mientras que la progradación de un delta representaría el prisma de alto nivel, es decir que se suceden en el tiempo (Fig. 3.10). Por lo tanto, depósitos estuarinos se encuentran intercalados dentro de las cuencas deltaicas, formando sistemas denominados como parálicos, es decir fluvial distal con intercalaciones marinas o salobres.

De acuerdo a la ubicación, los estuarios están caracterizados por contener salinidades variables, influyendo sobre la fauna y la densidad del agua, esta composición también está definida por la interacción de procesos fluviales y marinos.

En conclusión, en todos los estuarios se distingue (Fig. 3.12) i) una parte externa (distal, boca) dominada por las corrientes de las olas o de las mareas, que inducen una sedimentación gruesa (arenas) y un transporte aguas arriba de los sedimentos, ii) una parte central con energía mínima, porque se equilibran más o menos las influencias, donde se depositan sedimentos más finos, y iii) una parte interna (proximal, cabeza) dominada por la energía del río, que induce una sedimentación gruesa transportada aguas abajo.

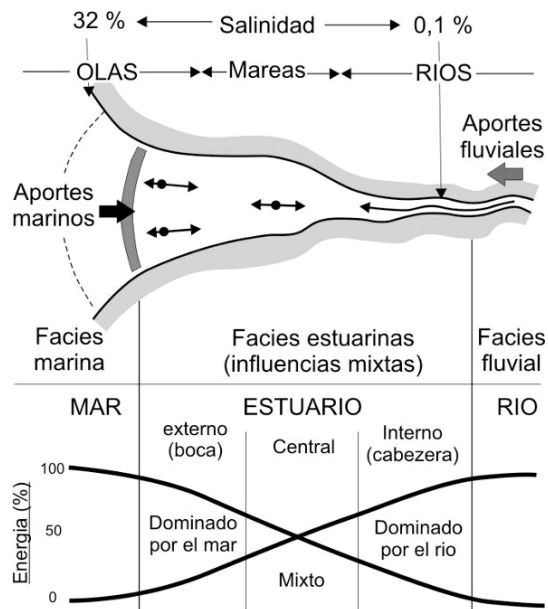


Fig. 3.12.- Morfología general de un estuario y repartición de varios factores en la sedimentación: salinidad, procesos sedimentarios, caracteres en las facies y condiciones de energía en la depositación, (Jaillard, 1993).

Por su definición, un estuario está ubicado en la desembocadura de un río, factor que es constante en el sistema, ya que los estuarios se desarrollan durante transgresiones que provocan la inundación y la desaparición de los deltas. Por tal motivo solo existen dos tipos de estuarios, i) los dominados por la energía de las olas, y ii) los dominados por las mareas (Fig. 3.12).

3.4.4. Los Depósitos Carbonatados

Los diferentes tipos de ambientes donde se lleva a cabo los depósitos carbonatados incluyen a los ambientes marinos, lacustres, fluviales distales, y kársticos, donde parte de la acumulación del carbonato de calcio puede tener influencia detrítica; incluso si es producido en ambiente marino

puede llegar a sufrir un cierto transporte por la acción del viento, oleaje o corrientes, ya sea a áreas continentales, al borde de la plataforma o a las profundidades marinas. Los carbonatos se acumulan en una gran variedad de ambientes depositacionales, estudiados y conocidos a través de los avances de la exploración petrolera. Aquellos estudios han demostrado que las facies carbonatadas son el producto de procesos activos en su ambiente sedimentario (Fig. 3.13). La profundidad acuática, geometría de los depósitos, vientos, olas, corrientes tidales, de fondo de cuenca, temperatura, química del agua y la influencia biológica afectan los caracteres de los depósitos carbonatados. Las facies están agrupadas en base a los ambientes depositacionales y su respuesta a los cambios del nivel del mar.

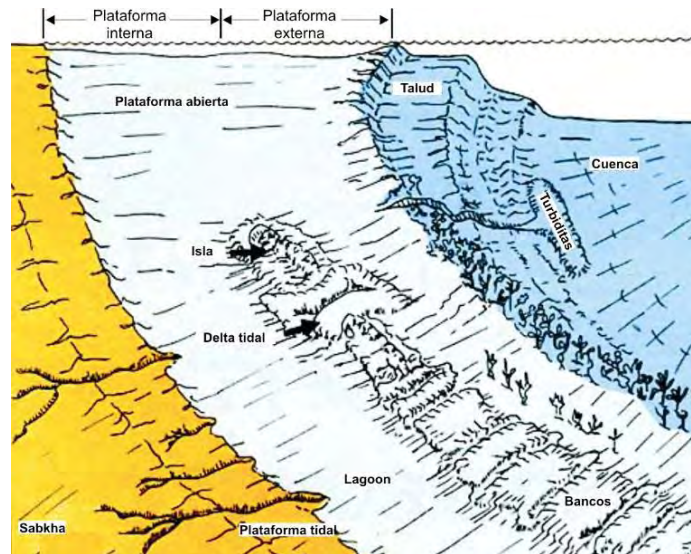


Fig. 3.13.- Ambiente de deposición de carbonatos (<http://strata.geol.sc.edu/seqstratCarbHierarchies.html>); donde se muestra que en la cuenca y en el talud se depositan sedimentos pelágicos, turbiditas y flujos de detritos; la margen de plataforma contiene arrecifes, estructuras orgánicas y bancos de arena (Kendall, 2005); la plataforma interna corresponde a lagoones, bahías o plataformas tidales.

Margen de Plataforma carbonatada

En estos depósitos son comunes los arrecifes y las estructuras de origen orgánico, los cuales son formados en aguas marinas someras más cercanas a la línea de costa, donde existe una plataforma (interna o externa) (Fig. 3.13) o una pendiente de talud. Los arrecifes y demás estructuras tienen dos formas principales, i) cuerpos continuos alargados paralelos a la línea de costa, o ii) una serie de estructuras aisladas.

Las variaciones en el nivel del mar afectan la geometría de estas estructuras; durante los Sistemas Encadenados de Mar Alto (HST: Highstand System Tract), la geometría de estos depósitos pueden ser progradacionales y aggradacionales, con una acomodación general definida por la subsidencia regional. Durante los descensos del nivel del mar, los depósitos descenderán hasta el nivel de los depósitos en la zona de talud, con suaves pendientes formando capas en cuñas regresivas forzadas. Al mismo tiempo sucede la erosión de los depósitos previos. Las transgresiones pueden originar estructuras orgánicas en puntos aislados en porciones inferiores del margen plataformal y la erosión de las zonas superiores del margen tendría evidencias de energía de olas.

Turbiditas y debris flows en depósitos carbonatados

Un esquema generalizado (Fig. 3.14) ubica las turbiditas en las plataformas carbonatadas, donde los sedimentos incluyen turbiditas y flujos de detritos. Las turbiditas en depósitos carbonatados son sedimentos transportados y redepositados por corrientes de turbidez. Estos depósitos carbonatados o siliciclásticos exhiben similares estructuras sedimentarias, aunque los tipos de sedimentos en turbiditas carbonatadas son variables y están controladas por la fuente de origen, llegando a desplazarse distancias significantes y teniendo al final poco contenido de carbonatos.

Los depósitos de turbiditas en la margen de plataforma-cuenca carbonatada, comprenden capas irregulares de relleno de canal que son perpendiculares al sentido de depositación; aun más lejos del margen, las turbiditas forman cuñas en forma de abanico los cuales en sección transversal están compuestos de láminas uniformemente estratificadas, variando de niveles delgados a mayormente masivos. Estos sedimentos, que son transportados desde plataformas someras al talud, pueden incluir detritos de arrecifes, oolitos, limo, lodo o bloques de caliza. Los episodios sísmicos, variaciones en el nivel del mar o fallas en el talud pueden iniciar el transporte.

Las turbiditas carbonatadas proximales están caracterizadas por la base gradada de la secuencia de Bouma y con calizas wackestone masivas matriz soportada de limoarcilla, estas capas pueden estar mal sorteadas y pueden incluir fracturas en el sustrato. La estratificación es irregular y discontinua porque los sedimentos están depositados como rellenos de canal y levees en abanicos submarinos. La composición de los sedimentos y el tamaño de grano son muy variables y pueden incluir un amplio rango de biota de aguas someras mezclado con fragmentos esqueléticos pelágicos.

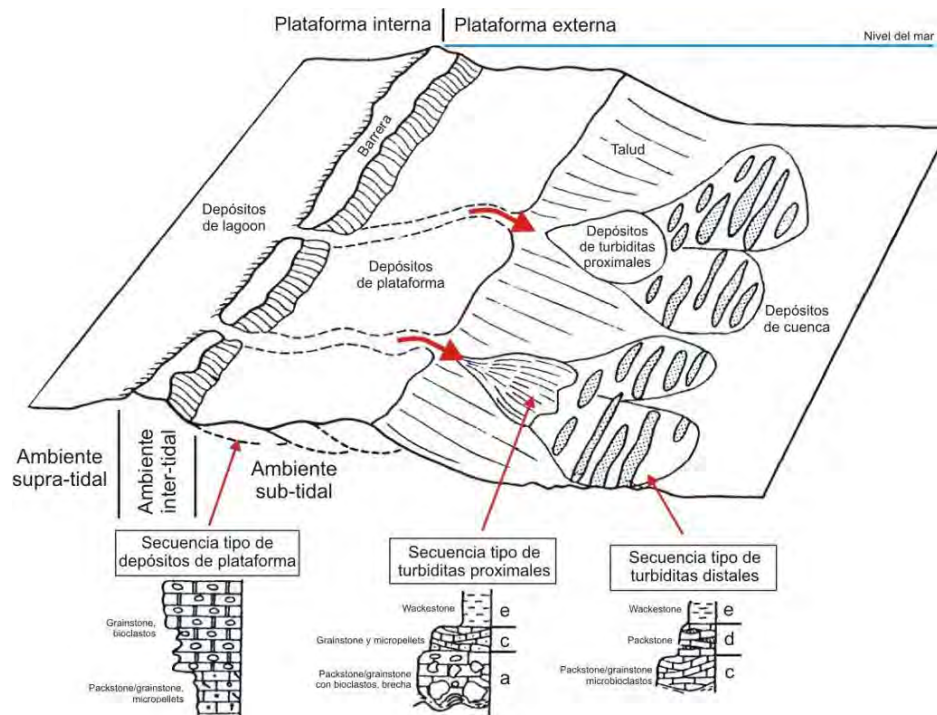


Fig. 3.14.- Esquema generalizado de la distribución de depósitos en un ambiente carbonatado, y su representación más común según la terminología de Bouma.

Las turbiditas carbonatadas distales están caracterizadas por contener la parte superior de la secuencia de Bouma, aquí la estratificación es regular, planar y comúnmente las turbiditas están

intercaladas con margas. Estas turbiditas están depositadas en las márgenes de abanicos submarinos a considerable distancia de la fuente de origen, donde la biota es la misma que las presentes en las turbiditas proximales excepto que hay un gran porcentaje y diversidad de debris con fragmentos esqueléticos pelágicos.

Los depósitos de debris flows carbonatados están caracterizados por una mixtura de tipos litológicos y tamaños a manera de megabrechas, donde los bloques están soportados en una matriz de limo o lodos terrígenos. Los debris flows, geoméricamente varían de formas lenticulares a rellenos de canal, también en estratos irregulares que son localmente adyacentes a las márgenes de plataformas-cuenca carbonatadas. Algunas megabrechas están asociadas con altos estructurales, tectonismo activo o pendientes de talud, pero otros pueden ser el resultado de constante bio-erosión o disolución submarina de carbonatos arrecifales.

Los debris flows turbidíticos usualmente se confunden con conglomerados de aguas superficiales, biohermas *in-situ* o arrecifes en talud. Consecuentemente los debris flows son probablemente de más amplitud de lo que se pensaba anteriormente (www.strata.geol.sc.edu/). La fauna contenida en estos depósitos usualmente incluyen organismos de aguas superficiales mezclados con los de aguas profundas por la turbidez de los procesos sedimentarios.

Carbonatos en sedimentos pelágicos

Los sedimentos calcáreos pelágicos se depositan en ambientes marinos abiertos que usualmente se forman cercanos a las aguas superficiales y la zona fótica (Fig. 3.1), donde sus depósitos aun están afectados por la acción de las olas. Usualmente se le ubica en los márgenes marinos de las plataformas extendiéndose mar adentro llegando bajo la zona fótica. El porcentaje de carbonatos pelágicos en sedimentos de mar profundo varía en función de la profundidad, a incremento de profundidad aumenta la disolución de aragonita y calcita de las partículas esqueléticas. En océanos modernos la aragonita tiende a disolverse a profundidades entre los 500 a 1500 m, mientras que la calcita tiende a disolverse a profundidades que son sustancialmente profundas y entre 750 a 4300 m. En océanos modernos a profundidades de aproximadamente 4300 m, todas las partículas de carbonatos se disuelven y solo quedan los sedimentos terrígenos.

La estratificación en depósitos de mar abierto es usualmente delgado (5 a 10 mm, raramente llega a 100 m). Estos estratos delgados son el resultado de los mecanismos dominantes de depositación y ambiente depositacional. Las superficies de los estratos son planares a nodulares, además, los estratos suelen ser continuos y muy extensos a la horizontal. Existen nódulos, producidos por excavación o también por alguna cementación marina primaria, o productos de disolución por presión de sepultamiento. Debido a que estos sedimentos son depositados muy lentamente, estos pueden ser cementados por carbonatos de calcio, los que son comúnmente son posteriormente mineralizados.

Los cambios en el nivel del mar generan variaciones cíclicas en el registro vertical y en la composición de los sedimentos. En aguas profundas lejanas de la plataforma, durante los Sistemas Sedimentarios Transgresivos (HST: Highstand System Tracks), los sedimentos tienden a contener una mezcla de conchillas de ambientes pelágicos y lodos, los cuales están intercalados con carbonatos de Sistema Encadenado de Mar Baja (LST: Lowstand System Tracks), y/o usualmente con sedimentos siliciclásticos, tales como delgadas capas de arenas o limolitas.

Generalmente los sedimentos de cuenca tienden a presentar colores oscuros, y suelen presentar olores fétidos; siendo considerados como potenciales rocas madre. Estas presentan algún contenido de carbón orgánico; aunque estos sedimentos no son considerados como fuente

significante de hidrocarburos en trampas de plataformas carbonatadas someras. Sin embargo una alta producción de materia orgánica en condiciones euxínicas son más probables de formarse en cuencas someras aisladas en interiores cratónicos o márgenes, o durante el inicio de la formación de las cuencas pull-apart. Es allí donde se tiene potencial roca madre con altos valores.

4.4.5. Las Turbiditas

El principal mecanismo para el transporte de masas de sedimentos pendiente abajo de la plataforma submarina y el talud es la energía gravitacional. En esos ambientes suceden deslizamientos submarinos, flujos de detritos y corrientes de turbidez generadas una vez sobrepasado el límite de estabilidad.

Las turbiditas ocurren hacia abajo del declive que se encuentra en la desembocadura de los ríos y de los cañones submarinos, área donde pueden dislocarse, ponerse en movimiento grandes masas de sedimentos y deslizarse por derrumbe. Los flujos de turbidez tienden a formar cuerpos en forma de abanicos submarinos. Estos abanicos normalmente se extienden en dirección perpendicular a la orientación de la cuenca, pero las expresiones topográficas en el piso de la misma pueden alterar tanto la orientación como la forma. En cuencas más profundas, las turbiditas pueden cubrir muchos kilómetros cuadrados y ser depositadas a 100 kilómetros o más del margen de la cuenca.

Los depósitos de turbidez están compuestos por sedimentos de grano relativamente grueso y fino depositados por dichas corrientes en aguas profundas, aunque a medida que se aleja de la fuente, el tamaño disminuye (índice de distalidat). Estos depósitos, caracterizados por la presencia de una fauna alóctona de poca profundidad, están intercalados con limos y arcillas de aguas profundas (hemipelágicos y pelágicos) así como por sedimentos retrabajados por las corrientes de fondo (contornitas).

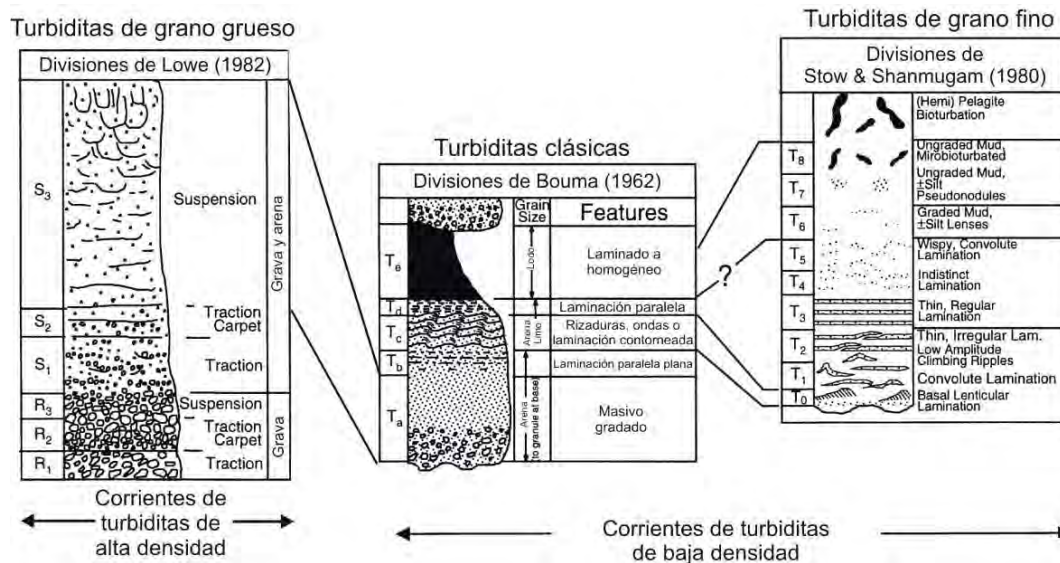


Fig. 3.15.- Facies verticales de turbiditas (Shanmugam, 2000), donde i) turbiditas de grano grueso (Lowe, 1982), ii) las turbiditas clásicas conocidas como secuencias de Bouma, y iii) turbiditas de grano fino (Shanmugam, 1980). La correlación de S₃ de las turbiditas de grano grueso con T₈ de la división de Bouma fue sugerida por Lowe (1982).

En cuanto a las estructuras sedimentarias, la mayoría de las capas de todos estos ciclos poseen estructuras, descritas por Bouma (1962, 2000), estructuras que fueron luego interpretadas más al detalle por diferentes autores.

Esta sucesión de estructuras de idealizada de Bouma (Fig. 3.15) está formada de base a tope por un intervalo o división "a" de arenas en gradación o masivas con base erosiva, donde hay flujos de detritos, un intervalo "b" de arenas finas y limos laminaciones paralelas u onduladas donde las arenas empiezan a depositarse rápidamente como tracción, y un intervalo "c" de limos finos y arcillas con laminaciones oblicuas o convolutas de baja velocidad. Luego el intervalo "d" o de laminaciones paralelas superior, donde los sedimentos y las capas son mas finas de velocidad aun más baja, y por último un intervalo de naturaleza pelítica designado con la letra "e", homogéneo, donde el flujo ya se ha detenido y las arcillas se presentan a manera de "nube" que se deposita por decantación. A esta sucesión cuando es completa de estructuras se le denomina $T_a-T_b-T_c-T_d-T_e$, dispuestas a lo largo de un flujo (Fig. 3.16), aunque en el campo es natural encontrar estas sucesiones incompletas.

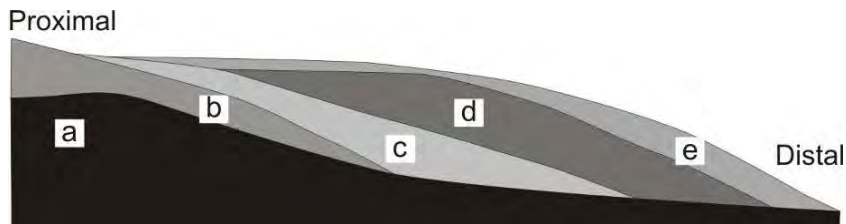


Fig. 3.16.- Repartición en el espacio de las diferentes divisiones de una turbidita de Bouma (Marocco, 2005).

Dentro de los abanicos submarinos, se ha propuesto tres asociaciones de facies; i) el abanico superior, caracterizado por capas espesas de grano grueso, facies de arenisca-conglomerado frecuentemente lenticulares y facies de lutitas bioturbadas; ii) el abanico medio esta caracterizado por sucesiones de engrosamiento hacia el tope, facies de grano medio y cantidades menores de sedimentos hemipelágicos; y por último iii) el abanico externo, por facies turbidíticas de grano fino-medio, lateralmente de muy buena continuidad e intercaladas con sedimentos hemipelágicos o nerítico (Fig. 3.1); por último las facies de plano de cuenca se caracterizan por turbiditas de grano muy fino en capas muy delgadas, donde las lutitas de ambientes pelágicos y hemipelágicos representan la mayor proporción dentro de las facies presentes.

Deslizamientos y slumps

Los deslizamientos consisten en grandes bloques de sedimentos parcialmente o completamente litificados que se muevan en forma aislada o en grupo en contacto continuo con el substrato. Los bloques se mueven sin deformación interna pues todo el esfuerzo de cizalla está concentrado en la superficie basal de deslizamiento. Los slumps pueden concernir un amplio rango de escalas y de desplazamientos. Los más grandes involucran bloques de varias decenas de kilómetros y su desplazamiento a lo largo de la vertiente puede ser de varios kilómetros. Algunos slumps pueden ser rotacionales con una base fuertemente curva; son transicionales con las fallas lítricas. En las partes distales del slump las figuras de compresión son comunes (cabalgamiento) así como las huellas del "efecto bulldozer" sobre los sedimentos del piso de la cuenca.

3.5. ESTRATIGRAFÍA DE SECUENCIAS

La estratigrafía secuencial es una sucesión de facies genéticamente relacionadas que están genéticamente limitadas por superficies erosivas, siendo un conjunto de caracteres usados para

determinar un ambiente depositacional en función de la variación del nivel del mar. Las interpretaciones estratigráficas explican como las rocas sedimentarias adquieren sus características en la depositación.

Según Catuneanu (2002) y Kendall (2003), el análisis de estas propiedades es usado para explicar como los mecanismos de acumulación de sedimentos, erosión y procesos interrelacionados, produjeron la actual configuración de las rocas. Se usa la estratigrafía secuencial para el análisis e interpretación de las rocas sedimentarias en contraste con los análisis litoestratigráficos que usen límites aloestratigráficos como marcadores independientes en algún modelo que aplique variaciones de nivel del mar. Los análisis estratigráfico-secuenciales implica el uso de modelos aloestratigráficos para interpretar orígenes depositacionales y relacionarlos con las variaciones del nivel del mar.

Esto se realiza estableciendo el patrón de acumulamiento de los estratos representados en una columna estratigráfica, subdividiéndola en un armazón de superficies. Jerárquicamente el límite mayor que subdivide estas superficies están comúnmente representado por: i) superficie de máxima transgresión (mfs: maximum flooding surface), ii) superficies transgresivas (TS: transgressive surfaces) y iii) límites de secuencias (SB: sequence boundaries) (Fig. 3. 17), las que limitan los sistemas encadenados (system tracks) (Fig. 3.18).

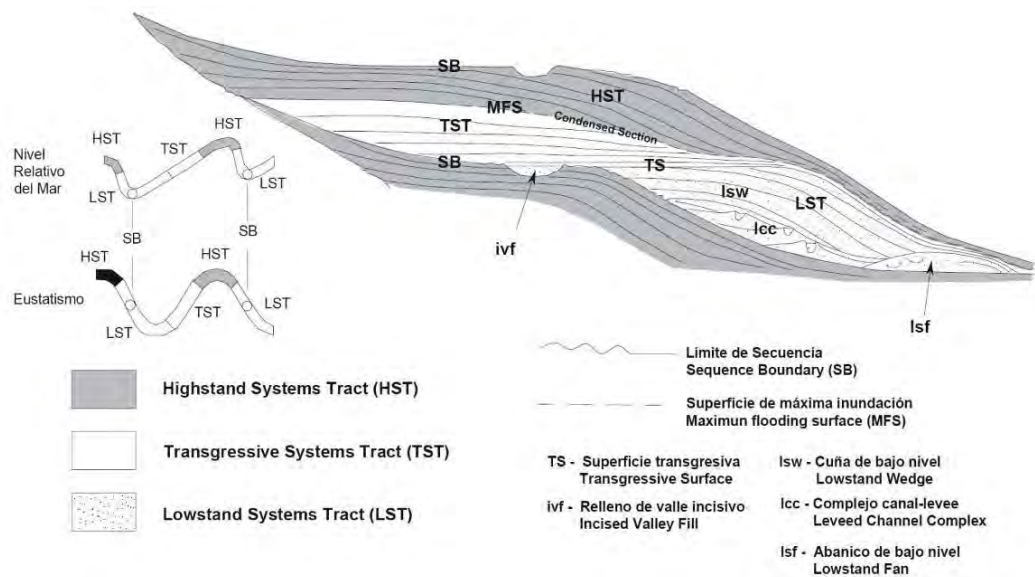


Fig. 3.17.- Modelo depositacional de Haq et al., (1987) y Vail (1987), generalmente desarrollado para ambientes siliciclásticos, regulado por el eustatismo.

La subdivisión de la columna estratigráfica provee el orden en el cual los sedimentos fueron depositados (ley de supraposición de Steno), y su edad relativa. El arreglo de las sucesiones verticales de facies, teniendo en cuenta la geometría de los sedimentos que están limitados por superficies y patrones de acumulación, forman un elemento principal para la interpretación de los ambientes depositacionales en la columna estratigráfica. Estos patrones de acumulamiento varían entre i) progradación, ii) retrogradación y iii) agradación.

Se usa el término de cortejos sedimentarios o sistemas encadenados (system tracks) para relacionar sistemas depositacionales contemporáneos que ocurren en diferentes posiciones del nivel relativo del mar (Fig. 3.18), teniendo en cuenta jerarquías en los ciclos o secuencias marinas, jerarquías tales como:

1° Orden: ciclos de fluidos continentales, de más de 50 Ma, esto puede ser aplicable para la deriva continental,

2° Orden: grandes ciclos de transgresiones/regresiones, a partir de 2 a 50 Ma, representativos para subsidencia tectónica,

3° Orden: ciclos de secuencias donde hay sistemas encadenados entre 0.5 a 3 Ma,

4° Orden: ciclos de parasecuencias, donde hay variaciones eustáticas, desde 0.1 a 0.5 Ma.

Pero, la unidad fundamental en la estratigrafía secuencial es la secuencia, la secuencia puede ser dividida en system tracts (sistemas encadenados), y jerárquicamente se tiene cuatro sistemas encadenados principales desde el 3° orden,

- HST (Highstand System Tract / Sistema Encadenado de Mar Alto)
- FSST (Falling Stage System Tract / Sistema Encadenado de Bajada Eustática)
- LST (Lowstand System Tract / Sistema Encadenado de Mar Bajo)
- TST (Transgressive System Tract / Sistema Encadenado Transgresivo)

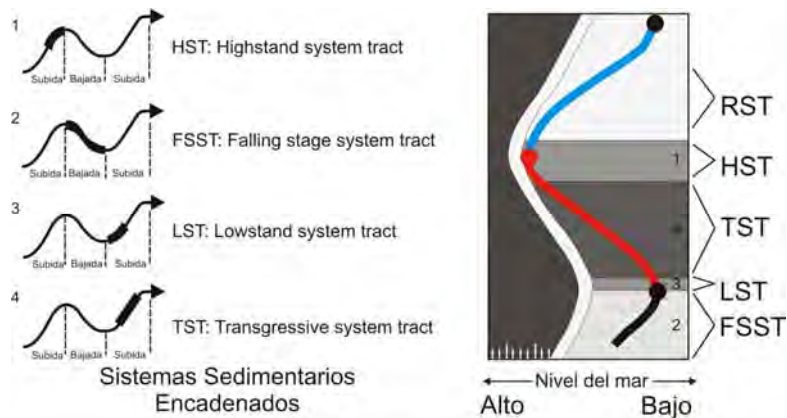


Fig. 3.18.- Sistemas sedimentarios encadenados en función a la variación del nivel marino (modificado de Catuneanu, 2002).

Donde cada sistema encadenado es representativo de una acumulación de sedimentos de un determinado sistema depositacional (Vail, 1987) activo durante los cambios del nivel del mar a lo largo de la historia de la Tierra (Haq et al., 1987; Catuneanu, 2002) (Fig. 3.18).

a. HST: son depósitos progradacionales formados cuando las proporciones de acumulación de sedimento excedieron la proporción de espacio acomodación. Este HST constituye la parte inicial de una secuencia estratigráfica, y yace directamente encima del mfs, formado cuando los sedimentos marinos alcanzaron su máxima progradación.

b. FSST: incluye depósitos regresivos que se han acumulado después de una caída del nivel del mar, y antes del comienzo de la siguiente subida del nivel del mar. Este FSST es el producto de una regresión forzada, y yace directamente en un SB, y es cubierto por sedimentos de LST. El patrón de acumulamiento depende del perfil depositacional, la cantidad de aporte y la bajada del nivel del mar, evidenciado por la erosión subárea y la formación de SB diacrónico que tapa al HST.

c. LST: son depósitos acumulados después de una subida del nivel del mar; yace directamente en la superficie superior del FSST, y es tapada por una TS formada cuando los sedimentos tapan la margen plataforma, los patrones de acumulamiento son clinoformas de onlapamiento, retrogradacionales y agradacionales. Los sedimentos de LST usualmente rellenan valles incisos que fueron cortados por HST, y otros depósitos anteriores al HSST, acá se incluyen los sistemas encadenados de márgenes platformales.

d. TST: son depósitos formados en una transgresión hasta un máximo transgresivo en la costa, justo antes de una nueva regresión del HST. El TST yace sobre la TS formado cuando los sedimentos cubren al LST y subyace al mfs, que es formado cuando los sedimentos marinos alcanzan su posición más cercana al continente. Los patrones de acumulamiento son clinoformas de onlapamiento y retrogradacionales.

RST: este concepto indica que los RST yacen encima de un TST y subyace la anterior TS. Esta secuencia completa es conocida como una secuencia Transgresiva-Regresiva; donde los sedimentos de estos sistemas encadenados incluyen el HST, FSST y LST inicial.

3.6. FAUNA AMONOIDEA

Como fauna amonoidea se enfatiza la clase Cephalopoda como la más desarrollada de los moluscos. Los cefalópodos actuales son nadadores activos con cerebros alargados y órganos sensores eficientes, particularmente en los ojos (Arkell et al., 1957). El estudio de la fauna fósil colectada, se realizó en base a los estándares del Código Internacional de Nomenclatura Zoológica (1985). El objetivo fue agrupar o resumir las designaciones paleontológicas en categorías taxonómicas para su clasificación sistemática.

3.6.1. Origen

Se tiene registros de ammonites desde el Devónico inferior, los cuales se ha podido agrupar en 3 grandes grupos (Arkell et al., 1957), i) Clymenida, el cual se extingue al final del Devónico; ii) Goniatitina, estando presente en el Devónico y Pérmico; y iii) Prolecanitina, los que aparecen recién en el Devónico superior y son los antecesores de todos los ammonites mesozoicos (Fig. 3.19).

Durante el fin del Triásico, en el Raetiano (203.6 ± 1.5 Ma) sucedió una gran extinción, la cual hizo suprimirse 8 superfamilias del suborden Ceratitina, derivados de Prolecanitina y agrupadas por Kummel (1952). Éstas son el resultado de una gran radiación evolutiva a inicios del Triásico; pudiendo solo un orden sobrevivir, se trata de la orden Phylloceratina, del cual dio origen a todos los ammonites del Jurásico y Cretácico.

3.6.2. Clasificación

La clasificación de los cefalópodos esta basada ampliamente en la morfología de la concha, rasgos principales como patrones de suturas, y características del sifúnculo. Esto llevó a que los organismos sean clasificados de acuerdo a la taxonomía, basada en la filogenia. Por otro lado, autores anteriores han intentado clasificar la filogenia muy aparte de la clasificación, pues ambos dependen enteramente de los conocimientos de la morfología de todas las formas que han existido, incluyendo su ontogenia, en su correcto orden estratigráfico.

Se considera la existencia de la Clase Cephalopoda desde el Cámbrico al Holoceno, y los fósiles guías desde el Devónico hasta el fin del Cretácico. Se les describe como exclusivamente nadadores marinos, de simetría bilateral con septas en las conchas, además de un sifúnculo (órgano de flotación). Los cefalópodos son principalmente nectónicos (Fig. 3.1, Fig. 3.20), y pueden regular su posición en la columna de agua a través del uso del sifúnculo, esta propiedad les permite tener amplio rango de distribución geográfica (Pojeta, 1987).

La Clase Cephalopoda comprende a las órdenes Nautiloidea, Endoceratoidea, Actinoceratoidea, Bactritoidea, Ammonoidea y Coleoidea. En esta tesis, el énfasis se pone en la descripción de

amonoideos del Jurásico; donde se tiene a las tres primeras superfamilias: Psilocerataceae, Eoderocerataceae e Hildocerataceae, derivados del orden Ammonoidea, los que tienen existencia durante algunos pisos geológicos, en promedio del Hettangiano al Toarciano.

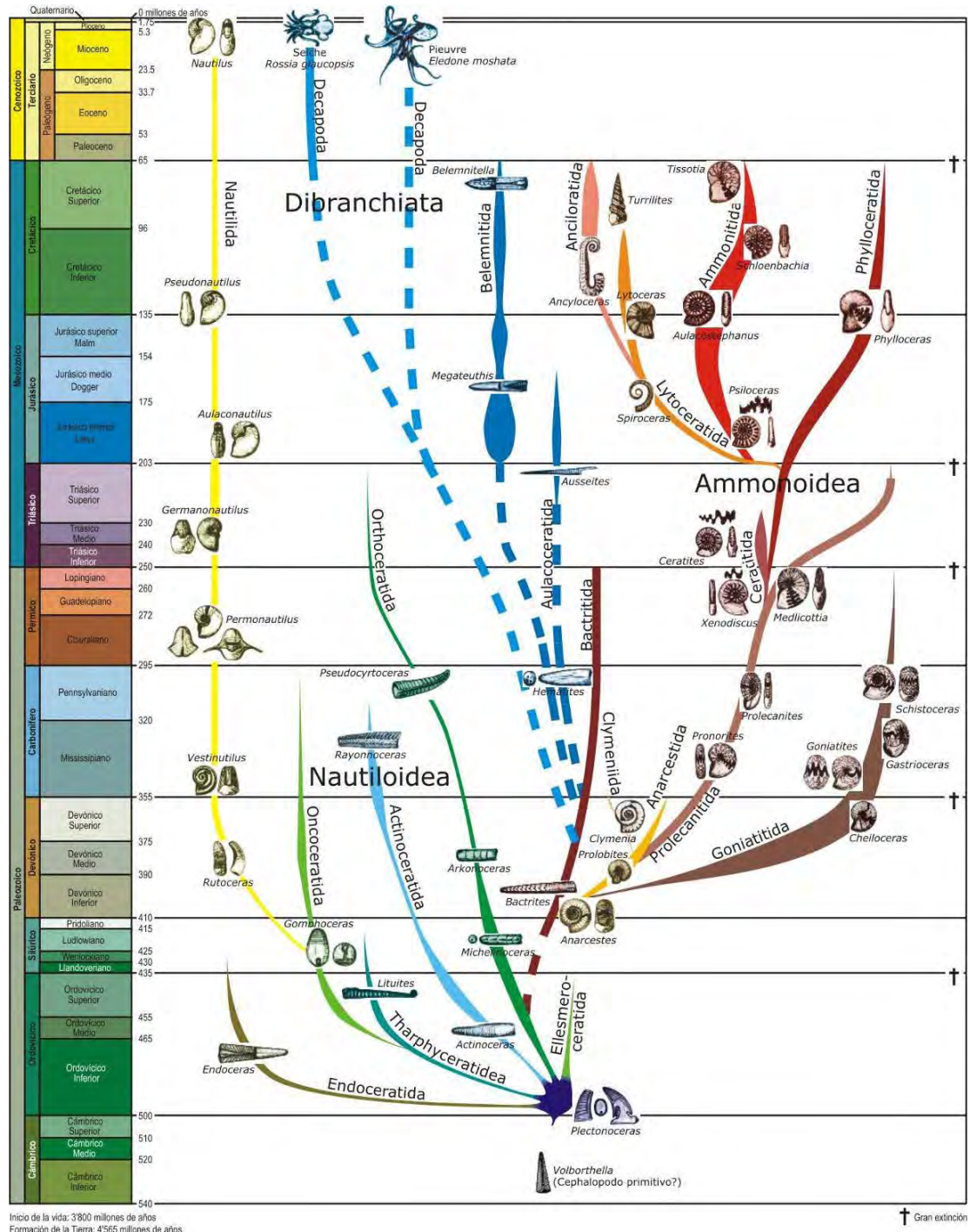


Fig. 3.19.- Árbol genealógico de los cefalópodos, (www.investigacionyciencia.es/Archivos/04-06_Guerra.pdf).

3.6.2. Relación de la forma de la concha con los ambientes sedimentarios

Arkell et al. (1957), discuten la forma de la concha relacionado a la litología donde se preservan los amonites. Estos están restringidos a estratos de origen marino, teniendo ocurrencias de amonites en diferentes litologías, sin embargo la mayoría de estos han sido preservados en lutitas y en calizas, por el buen grado de conservación que ofrece la roca. A pesar de ello, se tiene presente que no es un factor determinante considerar a los amonites propios de sedimentos finos y profundos. Se muestra la gran variedad de ambientes que están presentes los cefalópodos, especialmente los amonites (Fig. 3.20).

Para conocer el ambiente que habitaban las diferentes especies de amonites, se debe estudiar la posición del centro de gravedad y de flotación de la concha, las cuales determinan la forma de desplazamiento. A partir de estas observaciones medibles se puede hallar la estabilidad estática y dinámica. Por estos criterios se puede determinar si se trataba de buenos o malos nadadores, lo que nos restringe a un determinado medio sedimentario.

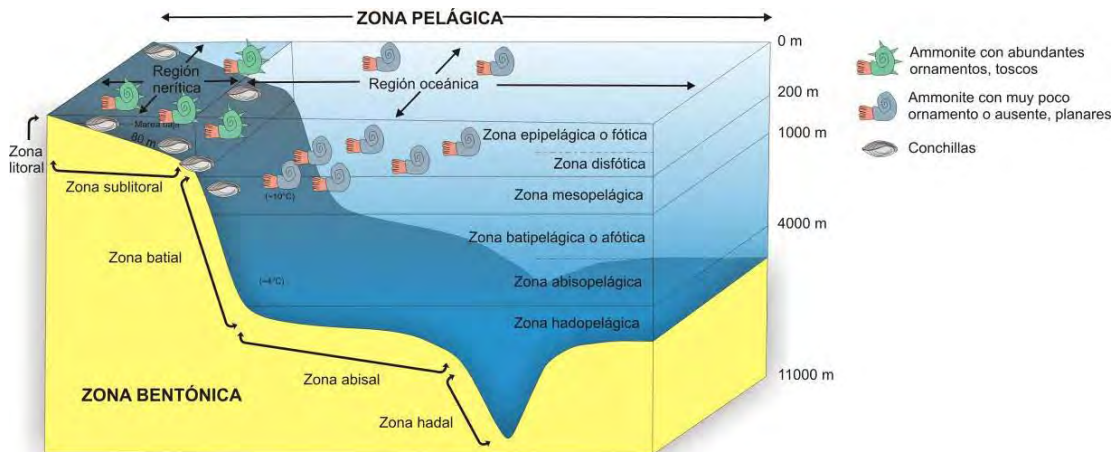


Fig. 3.20.- Esquema generalizado y representativo de los medios sedimentarios y su relación con la presencia de determinados taxones de amonites agrupados por sus rasgos morfológicos principales.

Respecto a la morfología de las conchas, se puede afirmar a grandes rasgos que los organismos con formas discoidales, con pocos ornamentos, suaves o ausentes son fácilmente adaptables a una natación rápida y ágil en columnas de agua significantes, esto se basa en la presencia abundante de organismos con mencionados caracteres en arcillas y margas; de modo contrario, se tiene reportes de formas altamente ornamentadas relacionadas a ambientes marinos someros detríticos (Fig. 3.20).

Dentro de estas generalizaciones existe algunas contradicciones, es decir, no siempre todas las formas lisas corresponden a ambientes profundos (Arkell et al., 1957), tal es el caso de *Reineckeia anceps* del Caloviano, el cual tiene abundantes tubérculos y espinas, pero es encontrado en ambientes relativamente profundos. La disposición y capacidad de retener gases del canal sifonal les permite a los amonites variar ampliamente de hábitat por la búsqueda de los alimentos, de igual manera respecto a la paleobiogeografía, por lo cual se les considera especies cosmopolitas desde el Paleozoico al Cretácico. El tamaño de la concha también es variable, pero a grandes rasgos, se puede considerar que en plataformas carbonatadas los amonites tienen más opción a desarrollar sus conchas hasta llegar a medir 3 m de diámetro; lo común, es hallar amonites en sedimentos finos con conchas desde 1 a 2 cm de diámetro a más.

CAPÍTULO 4

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA

4.1. INTRODUCCIÓN

En el presente capítulo, se describen y analizan las series del intervalo Sinemuriano-Caloviano de la cuenca Arequipa que afloran en la localidad de Yura en Arequipa y en el cerro Palquilla en Tacna. El intervalo geocronológico basado en la presencia y registro de amonites tuvo además énfasis en su estudio tafonómico e implicancias paleoambientales.

Por otro lado, la calidad de los afloramientos permite también un detallado análisis de las sucesiones sedimentarias tanto en su evolución vertical como en su variación lateral. Por ello, se pueden ligar las facies de Yura con las descritas e interpretadas en el cerro Palquilla. La descripción e interpretación de las columnas sedimentográficas se basan en la asociación de facies sedimentarias y sus correspondientes interpretaciones paleoambientales.

Las unidades estratigráficas diferenciadas del Jurásico inferior a medio en la cuenca Arequipa han sido perturbadas por las fases de la tectónica andina, comprendiendo fases compresivas y siendo además las últimas etapas las de una completa y marcada distensión tectónica en el Sinemuriano, Toarciano y Batoniano.






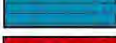

































Leyenda para las figuras 4.6, 4.27, 4.29 y 4.38		
Litología	 Lutita  Limolita  Arenisca fina  Arenisca media  Arenisca gruesa  Caliza  Dique	 Limolita calcárea  Arenisca calcárea  Toba  Volcánico  Conglomerado (de clastos menores de 1 cm)  Conglomerado (de clastos mayores de 1 cm)
	 Ammonite  Pelecípodo  Reptil  Coleoideo  Conchillas fragmentadas	 Equinoideo  Belemnite  Gasterópodo  Coral
Figuras sedimentarias	 Slump  Laminaciones paralelas  Laminaciones oblicuas  Paleocanal  Nódulos carbonatados  Flame cast  Falla sinsedimentaria  Ooides  SSE → Medida de imbricación	 Laminación convoluta  Paleocorriente  Rizaduras  Bioturbación  Superficie erosiva  Sismita  Escape de fluidos  Grieta de desecación

Fig. 4.1.- Leyenda utilizada para las figuras 4.6, 4.27, 4.29 y 4.38. Componentes litológicos, elementos paleontológicos y estructuras sedimentarias son representados.

4.2. LOCALIDAD DE YURA, AREQUIPA

Se revisan la Formación Chocolate en el cerro Yanacoto (Acosta et al., 2008a; Acosta et al., 2009; Alván & Acosta, 2009; Reporte Interno del INGEMMET, 2007) (Fig. 4.2), y las que corresponden a

la quebrada El Burro (Fig. 4.3), que anteriormente fueron descritas como rocas volcánicas y volcano-sedimentarias. Tales evidencias permiten una mejor caracterización faciológica, haciendo posible la redefinición de los ambientes de sedimentación, obteniendo de estas una columna estratigráfica generalizada (Fig. 4.6).

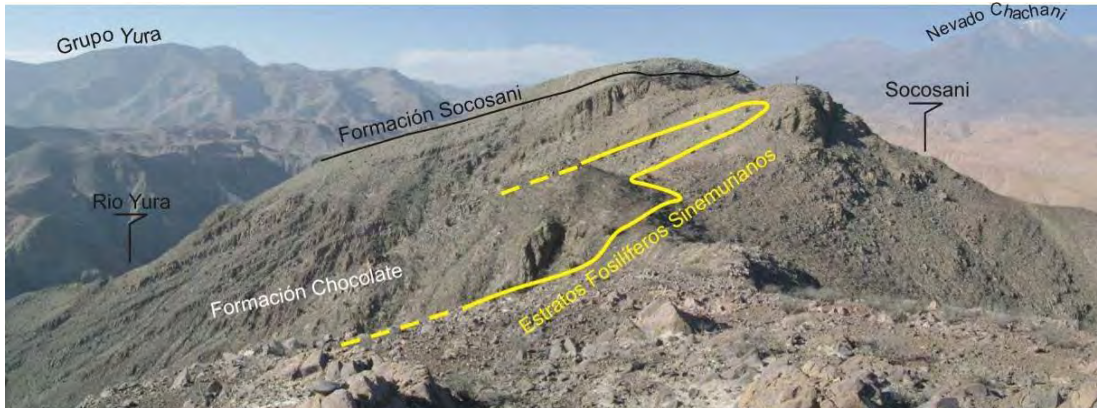


Fig. 4.2.- Cima del cerro Yanacoto, Yura (vista al norte); se señala en líneas amarillas las limolitas calcáreas fosilíferas que contienen a los amonites sinemurianos de la parte superior de la Formación Chocolate.

En la quebrada El Burro (Fig. 4.3) afloran las formaciones Chocolate, Socosani y parte de la Formación Puente, ubicados 5 km al oeste del cerro Yanacoto (Fig. 1.2). En la Formación Socosani, se ponen en evidencia fósiles tipos cats y algunos moldes de abundantes cefalópodos toarcianos regularmente conservados en conglomerados de matriz calcárea, junto con vertebrados fósiles, que vendrían a ser las primeras evidencias de reptiles marinos del Jurásico inferior en Perú, específicamente en el Toarciano.



Fig. 4.3.- Afloramiento ubicado 5 km al oeste del cerro Yanacoto, Yura. Se trata de la Unidad 4 de la Formación Chocolate (Toarciano superior). Los estratos se encuentran plegados afectando también a la Formación Socosani.

4.2.1. Formación Chocolate

La Formación Chocolate es la unidad litológica más antigua de la cuenca Arequipa, y fue definida por primera vez por Jenks (1948) quien describió una sucesión bastante potente de rocas volcánicas atribuidas al Jurásico inferior, llamándola "Volcánicos Chocolate". Sobre estos estratos,

Jenks describió a la Formación Socosani y al Grupo Yura. Tiempo después Vargas (1970) en la misma localidad, encontró *Arnioceras* sp., asignando a aquellos estratos Chocolate el piso Sinemuriano (determinación de A. Pardo, 1969). Posteriormente Vicente (1981) mencionó algunos Arietítidos, en los niveles finos calcáreos que reportó Vargas en el cerro Yanacoto.

En este trabajo, la parte inferior de la Formación Chocolate podría corresponder a depósitos volcánicos, aunque éstos no afloran en la zona de estudio. La Formación Chocolate en el cerro Yanacoto consiste a grandes rasgos en sucesiones sedimentarias de origen fluvial, que evolucionan en depósitos de ambientes marinos transgresivos con facies deltaicas y carbonatadas, conteniendo amonites.

La Formación Chocolate fue dividida en cuatro secuencias (Fig. 4.6).

Unidad 1 (97 m)

Se ha diferenciado dos subunidades, una inferior de conglomerados y una superior de areniscas. En las sucesiones inferiores, los conglomerados son clastos soportados, de naturaleza volcánica, con diámetros que oscilan entre 3 y 0.5 cm, redondeados a sub-redondeados, imbricados, envueltos en una matriz arenosa arcósica de grano grueso a medio y forma sub-angulosa. Los niveles son grano y estratos decrecientes con espesores que varían de 2 a 0.10 m. Se tiene además canales erosivos rellenados por algunos flujos de detritos con clastos sub-redondeados de rocas volcánicas (Fig. 4.4) de geometría lenticular con base erosiva. Los clastos tienen tamaños de diámetro de 0.5 a 2 cm, presentan imbricaciones con paleocorrientes hacia el sureste; la matriz es limo-arenosa de composición arcósica, de color marrón a marrón rojizo. Los estratos muestran laminaciones oblicuas y rizaduras.



Fig. 4.4.- Areniscas de grano grueso con clastos aislados mayormente de rocas volcánicas, clastos de formas sub-redondeadas a sub-angulosas, diámetro máx. 5 cm.

En algunos niveles de la parte inferior, se observan depósitos lenticulares conglomerádicos con clastos angulosos de roca volcánica en abundante matriz arcósica de grano fino. Los estratos superiores de esta unidad corresponden a intercalaciones de areniscas arcósicas de grano grueso, que pasan progresivamente a niveles más delgados de areniscas de grano medio y fino. La coloración general para la mayoría de los sedimentos es marrón rojizo a violáceo, distinguiéndose una tonalidad verdusca en algunos metros al tope de la unidad.

La parte superior de la unidad presenta laminaciones paralelas (Fig. 4.5), rizaduras de corriente y laminaciones oblicuas curvas, con canales pequeños de conglomerados y clastos aislados de roca

volcánica con diámetros entre 2 a 0.5 cm, redondeados y distribuidos en todos los estratos de areniscas.



Fig. 4.5.- Laminaciones paralelas centimétricas en areniscas cuarzo-feldespáticas violáceas, ubicadas en la parte terminal de la Secuencia 1 de la Formación Chocolate. Entre estas laminaciones se tiene capas delgadas de limoarcillitas.

Los conglomerados que se encuentran en canales, a la base de esta unidad, poseen imbricación y selección muy pobre, sugiriendo ambientes de deposición de ríos conglomerádicos proximales por el poco retrabajamiento de los clastos. Por otro lado, la presencia de clastos aislados de regular tamaño puede indicar un régimen hidráulico elevado o de alta energía.

En conclusión, la sedimentación gruesa de la parte inferior de esta sucesión nos indica la existencia de relieves que fueron erosionados y además, la retrogradación de los sistemas fluviales.

Unidad 2 (88 m)

La base de la unidad es erosiva y empieza con canales conglomerádicos con clastos de roca volcánica en una matriz arenosa y limosa. Los clastos poseen forma sub-angulosa a sub-redondeada, de composición volcánica violácea, los diámetros son variables entre 2 y 0.2 cm y excepcionalmente 10 cm, clasto soportado e imbricados, indicando direcciones de corriente hacia el SSE (Fig. 4.7a). Las sucesiones sedimentarias tienen entre 2 y 1 m de espesor y son grano decreciente.

La parte media presenta estratos potentes de arcosas de grano grueso, de coloración violácea a marrón rojiza y también de coloración violácea, con matriz limolítica abundante. Presenta canales conglomerádicos con clastos de roca volcánica de forma sub-angulosa, que alcanzan diámetros de hasta 3 cm y se encuentran distribuidos en forma aislada en los bancos; también se observan clastos blandos de color violáceo. El aspecto de los bancos de arena es masivo a la base y laminado al tope (Fig. 4.7b), en contacto erosivo.

Seguidamente se tiene sedimentos que fueron deformados por la interacción de flujos canalizados (Fig. 4.7d), sugiriendo que la presencia fluvial aun es activa. La parte superior está compuesta por delgadas capas de limolitas calcáreas que alcanzan algunos metros de espesor y están intercaladas con capas de areniscas de grano medio a fino, son cuarzo-feldespáticas, con esporádicos clastos blandos deformados, los que son abortados por areniscas finas con laminación horizontal (Fig. 4.7c).

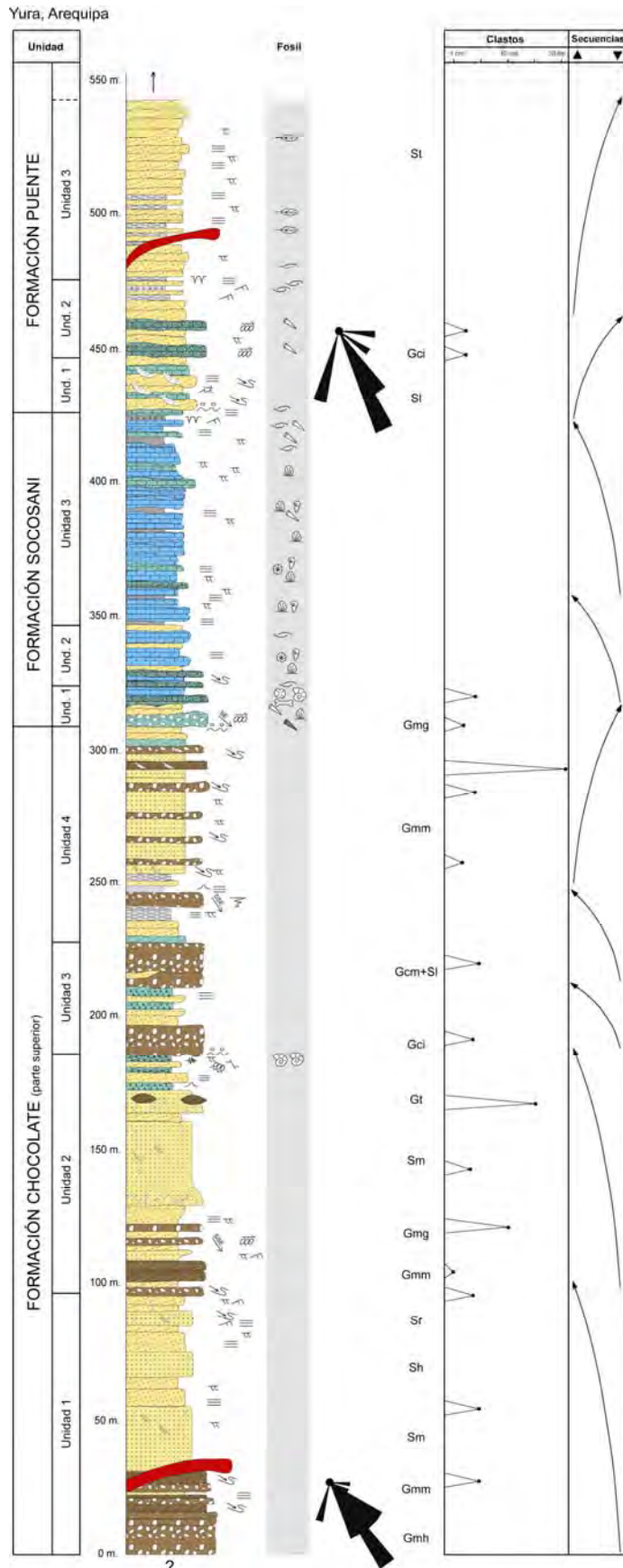


Fig. 4.6.- Columna estratigráfica en Yura (tomado de afloramientos del cerro Yanacoto y la quebrada El Burro, en Acosta et al., 2009). El paso que existe entre las formaciones Socosani y Puente es litológicamente gradual, de composición carbonatada a detrítica.

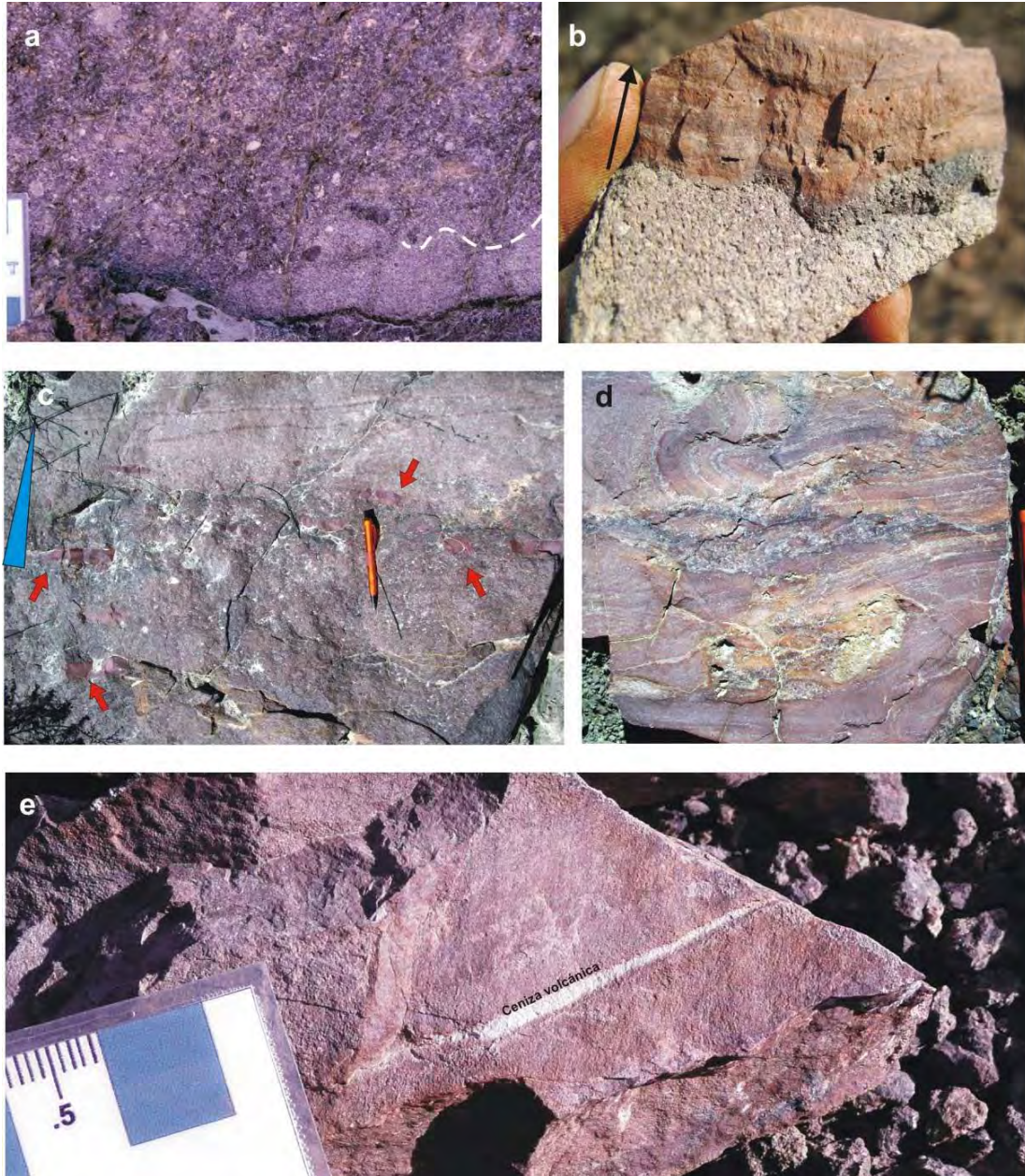


Fig. 4.7.- Registro sedimentario de la parte basal de la Secuencia 2 de la Formación Chocolate; estas evidencias nos indican diversos procesos durante la sedimentación. En la Fig. 4.7a: se observa evidencias de turbulencia, con arrastre erosionando base, interpretadas como turbiditas de alta densidad y relativamente cercana a la fuente de origen. En la Fig. 4.7b: niveles que muestran cambios súbitos en la sedimentación, cambio granulométrico de conglomerados a areniscas finas laminadas. En la Fig. 4.7c: se tiene areniscas de grano grueso con clastos blandos, y areniscas con laminaciones paralelas. En 4.7d: se tiene deformación de sedimentos finos de zonas de intercanales. En Fig. 4.7e: limolitas a areniscas muy finas conteniendo canales delgados de cenizas volcánicas.

Las areniscas se hallan intercaladas a su vez con niveles limolíticos muy laminados, con contenido calcáreo y fosilífero de origen marino. Las areniscas y limoarcillitas tienen laminaciones horizontales y niveles de ceniza volcánica (Fig. 4.7e) y algunos clastos del mismo material, junto con figuras sedimentarias tales como tempestitas y laminaciones convolutas (Fig. 4.8a).

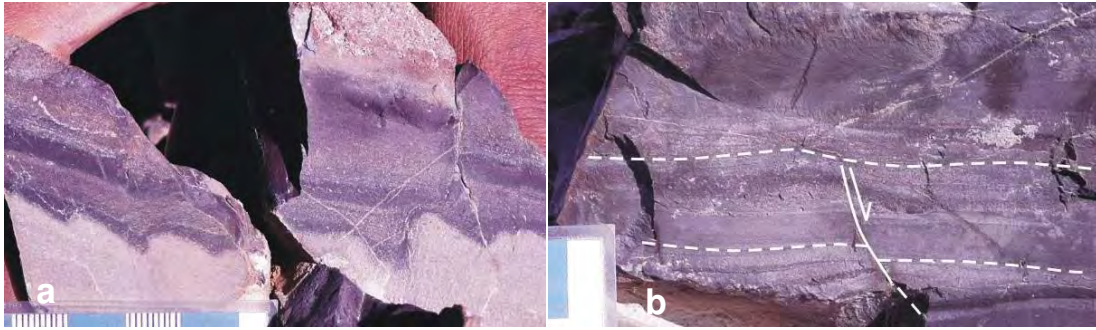


Fig. 4.8.- Estructuras sedimentarias, **A:** Laminaciones convolutas en el cerro Yanacoto, la deformación de los estratos limolíticos tienen tendencia al ESE. **B:** Pequeños fallamientos sinsedimentarios que afectan areniscas finas y limolitas. Estos fallamientos son abundantes en gran parte de esta unidad.

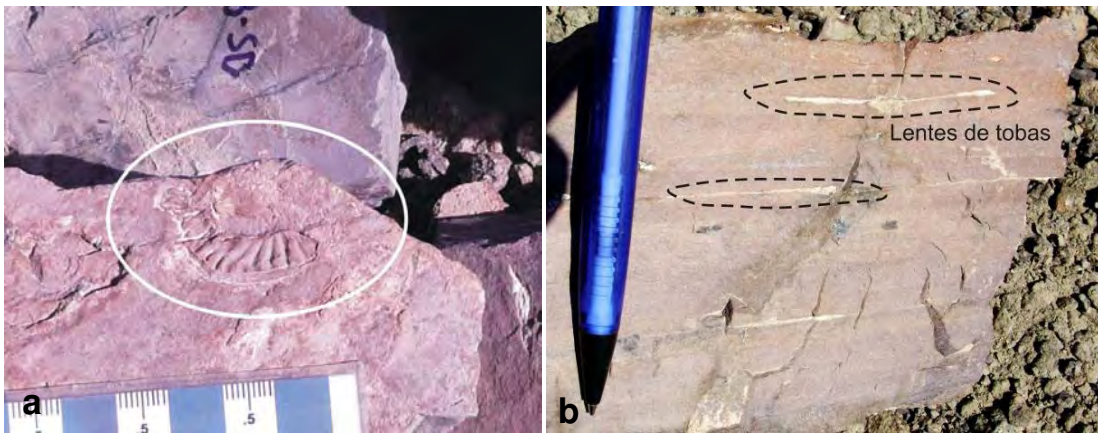


Fig. 4.9.- Primer nivel de amonites sinemurianos; en **A:** *Arnioceras* sp. del Sinemuriano inferior, hallado en el primer nivel fosilífero junto con otros *Arietitidos* sobre las laminaciones convolutas y fallas sinsedimentarias; **B:** junto a los amonites y en estratos superiores se tienen nuevamente delgados niveles de ceniza volcánica, en mínimas cantidades.

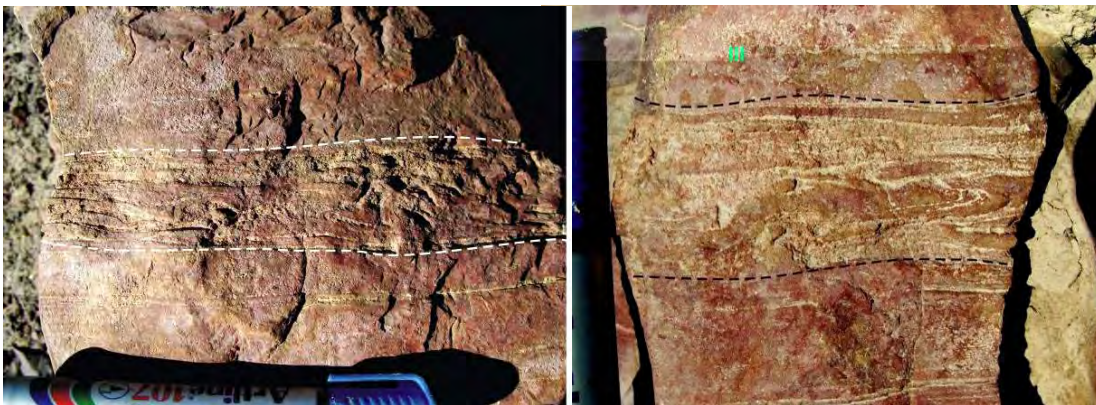


Fig. 4.10.- Sismitas, nótese la licuefacción de las láminas; limitados por estratos no deformados tanto en la base y en el tope. Ubicados encima de los niveles de amonites sinemurianos.

En niveles superiores se tiene fallas normales sinsedimentarias centimétricas (Fig. 4.8b); estos sedimentos están deformados e intercalados con niveles fosilíferos.

Estas limolitas calcáreas deformadas recobran relevancia por la presencia de los amonites *Arietites* s.l. (sensu lato), *Arnioceras* sp. (Fig. 4.9a) y *Arietitidae* ind. (Alván et al., 2009) sepultados en posición normal y separados por una delgada capa de limolitas con delgadas laminas de

cenizas (Fig. 4.9b), teniendo sobre estos otro grupo de amonites, tales como *Coroniceras* sp., *Arnioceras* sp. y nuevamente Arietitidae ind. Encima de estos niveles fosilíferos se tiene estratos deformados por actividad sísmica (Fig. 4.10). Esta agrupación fosilífera, indica que los sedimentos de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, son de la parte superior del Sinemuriano inferior. Este nivel fue reportado anteriormente por Vargas (1970). En este contexto sedimentario quedan también registrados productos volcánicos provenientes del arco volcánico, situado más hacia el oeste (Soler, 1991).

Terminando la Unidad 2, se tiene una marcada superficie erosiva, provocada por potentes capas de conglomerados. Depósitos que tienen matriz limoarenosa verdosa con cierto porcentaje de carbonatos.

Unidad 3 (43 m)

La sedimentación carbonatada es de pronto bruscamente interrumpida por una discontinuidad erosional. La unidad comienza con conglomerados con base erosiva que erosiona la parte superior marina del tope de la Unidad 2. Los conglomerados se presentan en estratos potentes de 3 a 2 m, con clastos de roca volcánica, sub-redondeados a redondeados, con diámetro máximo de 5 cm (Fig. 4.11), resaltando el orden espacial y la buena selección de los clastos, además de presentarse de manera grano decreciente.

La matriz que engloba a los clastos es limolítica color gris oscuro a marrón rojizo. Estos conglomerados se han depositado en ríos proximales de alta energía y cercanas a la línea de costa, donde se distingue un mayor desgaste de los bordes de los clastos, que irrumpen sobre los sedimentos marinos de la parte superior de la Unidad 2.



Fig. 4.11.- Conglomerados de clastos sub-angulosos a sub-redondeados de rocas volcánicas, diámetro máximo 5 cm. Se tiene areniscas en pequeños paleocanales entre estas sucesiones.

En la parte media de esta sucesión, priman los estratos potentes de areniscas en bancos de 5 a 4 m, de grano grueso, arcósico, con granos sub-redondeados y de color marrón rojizo, con laminaciones oblicuas curvas de canal y canales de conglomerados de 1 a 0.5 m de espesor, intercalados con niveles de limolitas carbonatadas con laminaciones paralelas, que pasan progresivamente a areniscas arcósicas de grano medio a grueso. Los conglomerados tienen clastos de roca volcánica y se presentan de forma sub-redondeada a redondeada, en matriz arenosa de color violáceo, con canales arenosos feldespáticos, hasta el tope de esta unidad.

Unidad 4 (81 m)

Esta secuencia empieza aproximadamente a los 228 m de la columna estratigráfica, con delgados niveles de areniscas cuarzo-feldespáticas de grano fino, que decrece en granulometría hasta depositarse capas de limoarcillitas calcáreas de color rojizo a violáceo con evidencia de bioturbación. Sobre estos se tiene una delgada intercalación de lutitas, areniscas y limolitas, en estratificación disturbada con sismitas y figuras de escape de fluidos (Fig. 4.12).

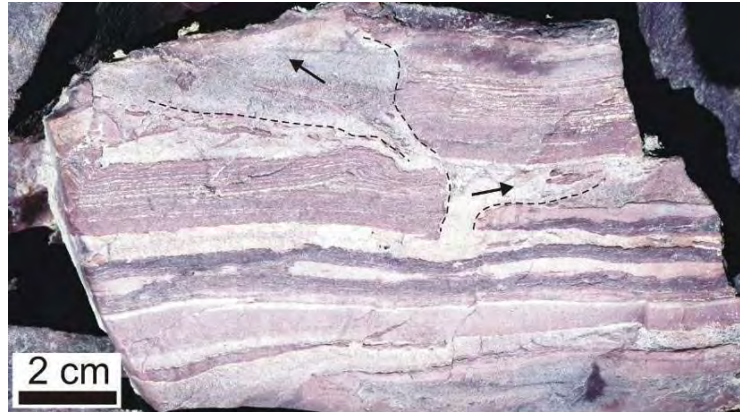


Fig. 4.12.- Dique clástico de escala centimétrica, la flecha negra indica la dirección de escape de fluidos por licuefacción de los sedimentos, asociado a fallamiento normal.

Seguidamente, se tiene una intercalación repetitiva de arcosas verdosas a violáceas con laminaciones oblicuas, limolitas violáceas y laminaciones paralelas, además de algunos canales conglomerádicos amplios. Los conglomerados están compuestos de clastos sub-redondeados de rocas volcánicas en abundante matriz arenosa cuarzo-feldespática (Fig. 4.13). Los clastos son angulosos y sub-redondeados de diámetro máximo 4 cm y algunas veces presentan imbricaciones dirigidas al SSE. Las capas de areniscas arcósicas de grano medio a fino, se caracterizan por su coloración marrón rojiza, presentan granos sub-redondeados, mala selección y escasa matriz limolítica. Los conglomerados y areniscas de la parte superior de la Unidad 4 se han sedimentado en canales cercanos a la línea de costa.



Fig. 4.13.- Conglomerados con clastos de rocas volcánicas y sedimentarias (diámetro máximo 30 cm) sub-angulosos y sub-redondeados, en matriz arenosa cuarzo feldespática, parte de la matriz suele ser carbonatada.

En cuanto a la evolución de toda la secuencia, corresponde también a una retrogradación de los medios fluviales hasta alcanzar la línea de costa y pasar a niveles marinos de la base de la Formación Socosani.

Las sucesiones terminan con una discordancia erosional bajo conglomerados interpretados como debris flows submarinos de la parte basal de la Formación Socosani, la cual contiene amonites toarcianos.

4.2.2. Formación Socosani

Trabajos anteriores, tales como el de Jenks (1948) en sus apuntes sobre la geología de Arequipa, describe una sucesión de estratos carbonatados del Toarciano-Bajociano que sobreyace a los “Volcánicos Chocolate”. Trabajos posteriores tales como el de Benavides (1962), asigna el Toarciano superior-Bajociano inferior a medio a estas calizas, mediante la presencia de los amonites *Phymatoceras*, *Dactylioceras*, *Zugodactylites*, *Graphoceras* y *Sonninia*; y Vicente (1981) le asignó como base de la Formación Socosani al Toarciano inferior por la presencia del fósil *Plicatostylus* (determinado por Hillebrandt, 1973); así como también Hillebrandt (1987) reportó la zona de *Dactylioceras hoelderi* del Toarciano inferior próximos a la Hidroeléctrica de Charcani, Arequipa, la zona de *Harpoceras* cf. *chrysanthemum* de la parte inferior del Toarciano medio en el río Chili, y la subzona de *Peronoceras moerickei* de la parte superior del Toarciano medio, gracias al hallazgo de *Peronoceras* cf. *bolitoense* igualmente en el río Chili, Arequipa. Para el Toarciano superior, Vicente (1981) y Benavides (1962) hacen mención a las biozonas de *Harpoceras falcifer*, *H. bifrons* y *Grammoceras thouarsense*, así como también a *Phymatoceras* cf. *copiapoensis*, todos estos del Toarciano superior (determinados por Hillebrandt). Los antecedentes paleontológicos hasta el momento nos indican un intervalo de edad Toarciano inferior a Batoniano superior.

En la presente tesis, se describe los afloramientos del cerro Yanacoto y de la quebrada El Burro en Yura, teniendo en el cerro Yanacoto el límite discordante entre la Formación Chocolate y la Formación Socosani, notándose un fuerte cambio en la litología y el medio de sedimentación (reportada anteriormente por Jenks, 1948; Benavides, 1962; Vargas, 1970; León, 1981; Vicente, 1981; Acosta et al., 2007). Sin embargo, esta interrupción en la depositación no marca un lapso significativo de tiempo, ya que la evolución sedimentaria parece ser cronológicamente continua entre estas dos formaciones.

En Yanacoto, se tiene la parte basal de la Formación Socosani, consistiendo de conglomerados con clastos de rocas volcánicas y sedimentarias de color pardo violáceo, negro y violáceo y estratos repetitivos de calizas. Ocasionalmente se presentan clastos de tobas cuyos diámetros no exceden los 4 cm, los clastos están soportados en matriz de areniscas de color verde y violáceo.

En la quebrada El Burro, se aprecian afloramientos que empiezan desde la parte basal de la Formación Socosani, teniendo una intercalación de arcasas de color violáceo y verde, de grano grueso, y presencia de numerosos niveles fosilíferos conformados por amonites, bivalvos, gasterópodos y braquiópodos, y las primeras evidencias de reptiles del Jurásico inferior en Perú. Seguido de calizas someras que decrecen en granulometría hasta el término de la formación.

La Formación Socosani ha sido dividida en tres unidades.

Unidad 1 (15 m)

La Unidad 1 de la quebrada El Burro está compuesto por ~10 m de debris flows submarino matriz soportado de limolita de color verde, con clastos de rocas volcánicas, areniscas y lutitas. Los clastos de los conglomerados no presentan ningún ordenamiento, y se observa además la intensa actividad biótica. En la parte basal, se tiene conglomerados, donde se han encontrado cefalópodos (Acosta et al., 2009). Se trata de los coleoideos *Atractites alpinus* (v. GÜMBEL, 1861) y *Atractites* sp. (Fig. 4.14), fósiles de amplia distribución mundial desde el Carbonífero inferior

hasta el Toarciano inferior, siendo Sudamérica una de sus últimas ocurrencias (Riegraf, comunicación escrita).

Siguiendo con las sucesiones, en el cerro Yanacoto se ubicó los niveles que contienen *Plicatostylus* sp. (Fig. 4.15), braquiópodo que es endémico de del bioma de los amonites del Toarciano inferior en el paso del mar de Tethys al paleopacífico (Hillebrandt, 1981), y fue hallado junto a gasterópodos aun sin determinar, en calizas grainstone grises oscuras. Estratigráficamente estarían posicionados encima de los coleoideos de la quebrada El Burro.

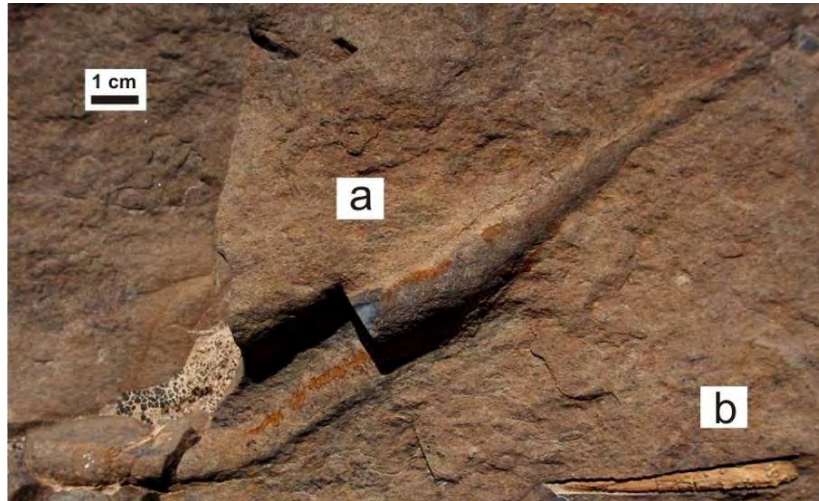


Fig. 4.14.- Coeloideos del Toarciano inferior, ubicados en la base de la Formación Socosani, siendo albergados en calizas wackestone intercalado con conglomerados de matriz carbonatada. En **4.14a**: *Atractites alpinus* (v. GÜMBEL, 1861), y en **4.14b**: *Atractites* sp.



Fig. 4.15.- *Plicatostylus* sp. del Toarciano inferior en la cima del cerro Yanacoto y base de la Formación Socosani.

En niveles superiores de esta sucesión se tiene como rasgo resaltante, la presencia de abundantes amonites de mas de 10 cm de diámetro preservados a manera de casts en regular estado de conservación contenidos en conglomerados de matriz calcárea (Fig. 4.16) los que fueron hallados en asociación con pelecípodos de costillaje fino, belemnites y equinoideos, especímenes que muestran pocas evidencias de roturas o fracturamiento, asimismo se hallaron algunos corales coloniales.

Los estudios iniciales realizados en amonites reportados en este nivel describen a *Hammatoceras* sp. y *Hammatoceratidae* ind. (Alván & Acosta, 2009) como indicadores del Toarciano superior. Cabe destacar, que en este nivel fosilífero, se tiene el registro de un vertebrado fósil,

representado por mandíbulas con dentadura tecodonta, el cual se trata de un cocodrilo fósil longirostro, que correspondería a un *Thalattosuchia* (Martínez, comunicación escrita) (Fig. 4.17).

Estratos de similar edad son reportados por Vicente (1981) y Benavides (1962), mencionando biozonas (elaboradas por Hillebrandt) del Toarciano superior en Yura, tales como *Harpoceras falcifer*, *H. bifrons* y *Grammoceras thouarsense*, además de *Phymatoceras* cf. *copiapoensis*. biozonas del Toarciano superior en Yura.

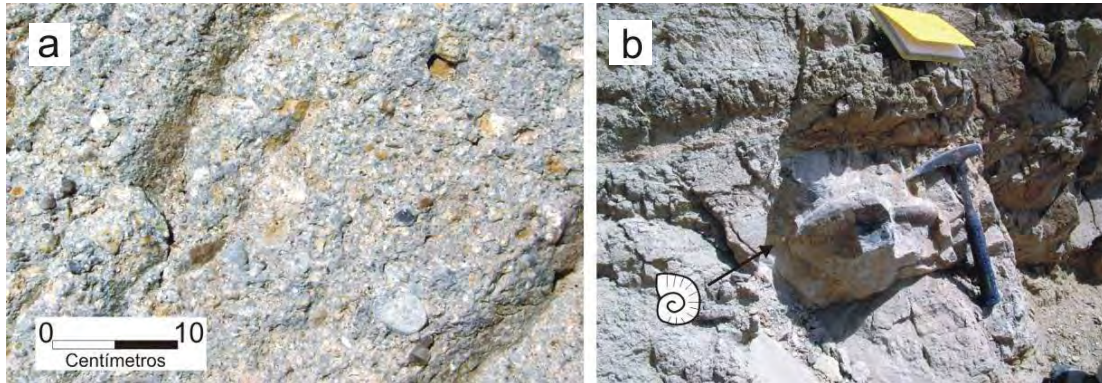


Fig. 4.16.- Contexto sedimentario donde fueron hallados amonites del Toarciano superior, quebrada El Burro. **4.16a**: conglomerados compuestos de clastos sub-angulosos arenosos y volcánicos violáceos, verdosos y negros, además de clastos de cenizas volcánicas en matriz arenosa carbonatada. **4.16b**: se trata el nivel donde fueron hallados los amonites de gran tamaño (*Hammatoceras* sp.). No muestran desgaste ni evidencias de aparente disturbación.



Fig. 4.17.- Mandíbulas de reptiles fósiles, se observa en ambas muestras las cavidades dentales en los extremos de las mandíbulas; nótese los alveolos bien definidos cerca de la extremidad, se trata de un cocodrilo marino.

Unidad 2 (24 m)

En el tope del cerro Yanacoto y en la quebrada El Burro se aprecian intercalaciones de conglomerados y calizas fosilíferas (Acosta et al., 2008a). Los conglomerados están en capas delgadas de 50 cm, conteniendo clastos angulosos de diámetro mayor de 5 cm, compuestos de sílice, lutitas negras y rocas volcánicas y clastos de calizas, en una matriz de arcosas de grano grueso, calcáreo con tonalidad verdosa.

Los conglomerados pasan rápidamente a niveles carbonatados granulares con abundantes fragmentos de conchillas. Las calizas están dispuestos en estratos de 80 cm, y poseen fragmentos

de coral, erosionadas en parte por un nuevo aporte conglomerádico de características similares a la anteriormente descrita.

La parte inferior de esta unidad en la quebrada El Burro presenta intercalaciones de estratos conglomerádicos granodecrecientes, con clastos de areniscas, lutitas y roca volcánica de menos de 1 cm de diámetro y areniscas calcáreas. De pronto, gradualmente se tiene niveles cada vez más potentes de calizas fosilíferas grainstone de color gris oscuro, con gran cantidad de pelecípodos y gasterópodos, algunos imbricados con tendencia N160°, y algunos fragmentos aislados de corales coloniales.

Sobre esta intercalación de material detrítico y carbonatado, le suceden delgadas capas de calizas packstone a grainstone grises claras, con abundante contenido fosilífero del tipo coralino. Vicente (1981) reportó a *Fontanesia* sp. como único fósil aaleniano, evidenciando la presencia del Aaleniano en esta localidad. Estas facies carbonatadas se tornan más finas y decrecientes en granulometría hasta tener limoarcillas pardas grises intercalados con calizas. La evolución sedimentaria tiene tendencia a la profundización de cuenca.

Unidad 3 (79 m)

En quebrada El Burro, la Unidad 3 es gruesa; apreciándose una intercalación de calizas en estratos que varían de 0.50 a 0.30 m en espesor, de color gris, masivos, packstone a grainstone conteniendo delgados niveles de limolitas carbonosas de color negro. La cantidad de fósiles en todos estos niveles es abundante, con una predominancia de gasterópodos y bivalvos (Fig. 4.18).



Fig. 4.18.- Acumulación de gasterópodos en lumaquelas, con conchillas de hasta 3 cm de largo, en calizas wackestone de color gris claro, ubicados en la base de la Secuencia 3. La acumulación de gasterópodos tiene una tendencia en el sepultamiento hacia el sureste (a manera de imbricaciones).

En estos estratos calcáreos, se tiene una asociación de corales, gasterópodos y braquiópodos, tales como *Terebratula phillipsi* MORRIS & DAVIDSON (Fig. 4.19), *Lobidothyris* cf. *L. pervalis* (SOWERBY), *Actinostrea* sp. y *Nerinea* sp. (determinado por M. Aldana, en Reporte interno del INGEMMET, 2007) indicando que esta zona fue de ambiente arrecifal en un mar muy somero, tranquilo y limpio. Esta asociación sugiere el Bajociano. Esto se complementaría con el hallazgo de *Belemnopsis* BENAVIDES, 1962 (determinado por J. Jeletzky, en Benavides, 1962), hallados en el río Chili, e indicarían el Bajociano medio.

Las limolitas en la parte media de la unidad se hacen cada vez más potentes y presentan mayor abundancia de braquiópodos sugiriéndonos una progresiva transgresión marina o la profundización de la cuenca. La parte superior de la Unidad 3 presenta decrecimiento en granulometría, hasta tener calizas mudstone de color gris oscuro intercalada con lutitas de color

negro con fósiles fragmentarios de pelecípodos de costillaje rugoso y también suave, y algunos belemnites fragmentados, donde se aprecian además grietas de desecación (Fig. 4.20), rellenadas con material limolítico de color gris oscuro también de composición carbonatada.

A la vez, sobre estas calizas, se tiene secuencias grano-decrecientes, compuestas por series de conglomerados de matriz calcárea violácea y verdosa con clastos volcánicos no mayores de 1 cm, con algunos belemnites bien preservados. Sobre estas capas se tienen areniscas de granos de caliza con laminaciones oblicuas, y conglomerados con clastos de no más de 1 cm de diámetro, estando debajo de la base de la Formación Puente.

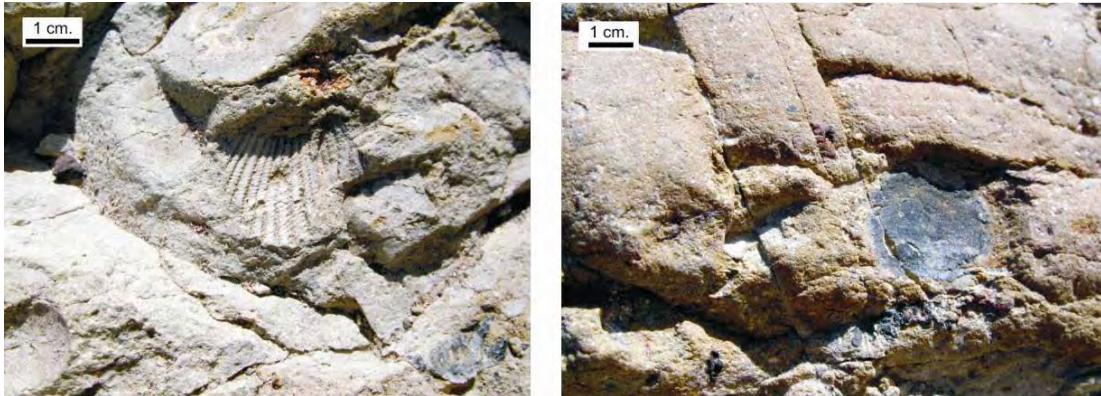


Fig. 4.19.- Calizas wackestone a grainstone. Conforme se sube estratigráficamente la granulometría se hace más gruesa, sugiriendo ambientes más someros. Izquierda: Inicialmente se tiene braquiópodos de costillaje tosco en calizas de grano fino, tales como *Chlamys* sp. y *Terebratula phillipsi* MORRIS & DAVIDSON; Derecha: se tiene calizas grainstone con fósiles que muestran cierto desgaste en sus bordes; la posición de la conchilla mantiene un ángulo moderado respecto al nivel de sedimentación.



Fig. 4.20.- Grietas de desecación (mudcracks) en limoarcillas y arcillas pardas grisáceas, ubicadas en la parte superior de la Secuencia 3 de la Formación Socosani. En conjunto, los estratos que contienen las grietas de desecación no exceden de 40 cm de espesor. Estas grietas están acompañadas de algunos fragmentos de pelecípodos de costillaje muy débil, y algunos clastos volcánicos sub-redondeados.

Estos niveles corresponden al límite superior de la Formación Socosani.

4.2.3. Formación Puente

El Grupo Yura fue definido por Jenks (1948), y empieza con la Formación Puente; seguidamente Benavides (1962) describió esta Formación como una intercalación de areniscas verdosas limpias, lutitas y algunas calizas al tope. Vicente (1981) menciona grauwacas verdosas y lutitas negras en contacto gradacional con la Formación Socosani. Posteriormente León (1981), Vicente et al. (1982), y Jacay (2005, 2006) indican que estas sucesiones marcan el inicio del relleno turbidítico de la cuenca Arequipa durante el rango Caloviano inferior a Oxfordiano. Estas edades fueron atribuidas por el hallazgo de *Epistrenoceras* sp., *Macrocephalites* sp., *Choffatia* sp. y *Posidonia*; así como también a *Reineckeia* cf. *brancoi* STEINMANN, *Reineckeia multicostata* STHEN y *Perisphinctes* sp., asociación del Caloviano medio (Benavides, 1962).

Sin embargo, el paso de las calizas Socosani a las turbiditas de la Formación Puente no ha sido descrito e interpretado claramente hasta el momento, por lo que se presenta una columna levantada en la quebrada El Burro, donde calcarenitas y conglomerados de matriz carbonatada de la Formación Puente sobreyacen a la Formación Socosani, teniendo en niveles superiores algunas calizas que fueron erosionadas y reemplazadas, seguido de areniscas cuarzosas y areniscas calcáreas con laminaciones oblicuas conteniendo pocos fragmentos de belemnites.

La parte estudiada de la Formación Puente, corresponde a la parte basal, y ha sido dividida en 3 unidades.



Fig. 4.21.- Laminaciones oblicuas de secuencias turbidíticas de progradación de depósitos deltaicos, de gran amplitud y mediano ángulo, orientados al suroeste. Estas estructuras están marcadas en calcarenitas de grano medio a calizas grises claras, aun sin contener fósiles. La evolución de la sucesión es de derecha a izquierda.

Secuencia 1 (21 m)

Está conformada por calcarenitas de grano grueso a medio de color gris oscuro, conteniendo un 90% de granos sub-angulosos de caliza, con laminación oblicua curva, niveles delgados de areniscas cuarzosas y canales conglomerádicos (Fig. 4.21).

Estos sedimentos están distribuidos en estratos de 1 a 2 m de espesor y son grano decrecientes. La base de los conglomerados (Fig. 4.22 y 4.23) presenta canales conglomerádicos clasto soportados, los clastos son de caliza y tienen diámetro mayor a 0.5 cm, sub-angulosos, están imbricados y su sentido de paleocorriente va hacia el sureste.

Unidad 2 (29 m)

Corresponde a calcarenitas de grano grueso a medio, con canales conglomerádicos donde los clastos son de caliza, limolita y areniscas de granos sub-redondeados a redondeados, con diámetro mayor de 2 cm, en una matriz de calcarenita. En la matriz de los conglomerados se hallan belemnites en buen estado de conservación (Fig. 4.24). El diagrama de rosas nos indica caos en el sepultamiento (Fig. 4.27).

Encima de estos conglomerados, se tiene calcarenitas de grano medio a fino con laminación oblicua curva de canal, laminaciones paralelas, rizaduras de corriente y algunos clastos blandos, intercalados con lutitas de color negro y lentes de caliza gris oscura mudstone con belemnites, conchillas de pelecípodos y gasterópodos. Finalizando esta unidad se tiene intercalaciones de areniscas, algunas carbonatadas, con limolitas grises oscuras, con rizaduras e indicios de estructuras tipo flame cast (4.25a) y arrastre de sedimentos a manera de socavamiento de superficie (Fig. 4.25b).



Fig. 4.22.- Conglomerados de matriz calcárea en la Formación Socosani en gradación normal. Los clastos están compuestos de material carbonatado, arenoso y de volcánicos violáceos. Muchos clastos están imbricados hacia el sureste y suroeste, dentro de los conglomerados existen pequeños canales de granulometría media.



Fig. 4.23.- Secuencias turbidíticas de aproximadamente 3 metros de espesor como máximo, con algunos belemnites en la base conglomerádica, ubicados en la Secuencia 3 de la Formación Socosani. Se observa a las divisiones Ta, Tb y Td, según Bouma (1962). El material que lo compone es carbonatado. El sentido de la evolución sedimentaria es de derecha a izquierda; se asume cercanía a una zona litoral.

Unidad 3 (65 m)

Presenta conglomerados de granos menores a 1 cm con laminación oblicua curva, los que pasan progresivamente a areniscas de grano grueso conformada íntegramente por granos de cuarzo sub-redondeado, con buena selección y escasa matriz, con laminación oblicua recta, típica de barras arenosas. Las intercalaciones de areniscas y conglomerados son algo rítmicas y alcanzan una potencia aproximada de 60 m. La tendencia de los clastos sugiere procedencia de fluidos del norte hacia el sur a sureste.

La parte terminal de esta sucesión está compuesta de areniscas de grano medio con laminaciones oblicuas curvas de canal, intercalados con niveles delgados de areniscas cuarzosas de grano fino de color gris blanquecino.

El resto de sedimentación correspondería a un estudio posterior más detallado.



Fig. 4.24.- Belemnites en conglomerados. Izquierda: conglomerados conteniendo belemnites, los conglomerados tienen clastos sub-angulosos de areniscas, rocas volcánicas y calizas, con matriz violácea carbonatada; los belemnites están ligeramente fragmentados. Derecha: los conglomerados decrecen granulométricamente hasta calizas grainstone, donde los belemnites están mejor conservados.

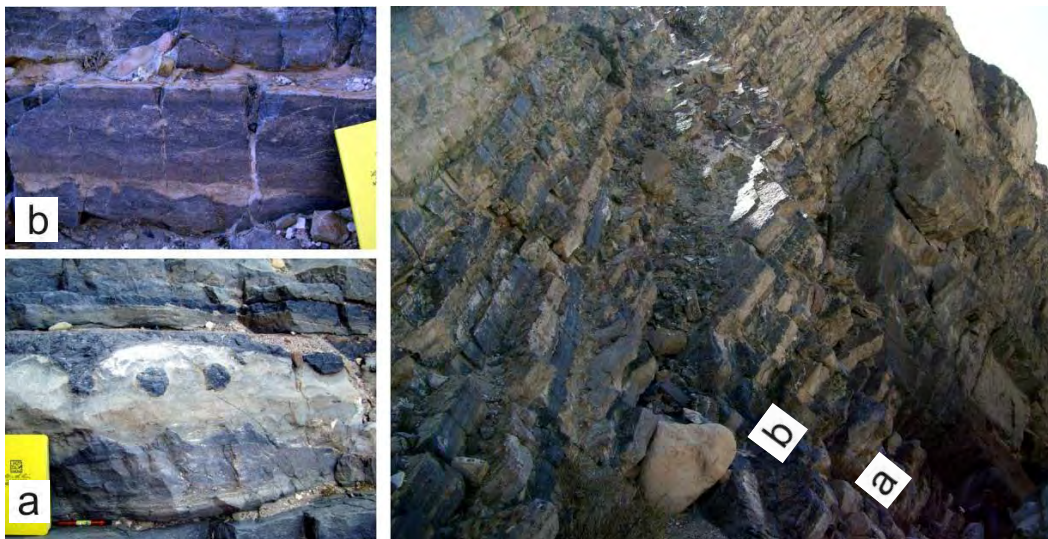


Fig. 4.25.- Afloramiento de la parte inicial de la Formación Puente en Yura; se muestra una intercalación de areniscas fluviales arcóscicas, con limolitas negras y algunas de areniscas calcáreas con fósiles hacia la parte mas basal. En las figuras **a** y **b**, se muestra estructuras en flama (flame structures) y algunas figuras de arrastre de clastos.

4.2.4. Disposición de los cefalópodos y fósiles asociados en la columna estratigráfica: interpretación previa

Se tiene nuevos aportes en sedimentología y paleontología en Yura, donde una columna estratigráfica fue reelaborada (Acosta et al., 2009; Acosta et al., 2008a; Alván & Acosta, 2009; presente estudio), teniendo en cuenta nuevas interpretaciones en la tafonomía de amonites y fósiles asociados (Fig. 4.27). Las nuevas interpretaciones del contexto sedimentario están vinculadas a la presencia fósil.

En orden cronológico, se describe los estratos que contienen niveles fosilíferos de los afloramientos del cerro Yanacoto y la quebrada El Burro.

1° Agrupación Fosilífera: en el cerro Yanacoto, en el tope de la Unidad 2 de la Formación Chocolate (Fig. 4.2), se tiene una intercalación fosilífera en un intervalo de ~2 metros, consistente de limoarcillitas calcáreas y areniscas finas, donde se tiene dos niveles fosilíferos en los sedimentos finos, reportando 10 muestras de arietitidos sepultados en posición normal. El primer nivel contiene a los amonites *Arietites* s.l., *Arnioceras* sp. y *Arietitidae* ind.; encima de estos se tiene una sedimentación caótica representado por tempestitas y laminaciones convolutas (Fig. 4.7-A) acompañada de microfallamientos sinsedimentarios normales que cortaron capas inconsolidadas (Fig. 4.7-B). Sobre estas perturbaciones en la sedimentación, se tiene otro nivel de amonites, tratándose de *Coroniceras* sp., *Arnioceras* sp. y *Arietitidae* ind., contenidos en limoarcillitas calcáreas; algunos decímetros encima de estos amonites, se tiene sismitas (Fig. 4.10) evidenciando actividad tectónica fuerte de apertura de cuenca. Ambos niveles como agrupación, nos indican la parte superior del Sinemuriano inferior.

2° Agrupación Fosilífera: en la quebrada El Burro, en un seguimiento estratigráfico puntual, se tiene afloramientos que corresponden a la parte inicial de la Formación Socosani, conteniendo delgados niveles de calizas con algo de contenido detrítico, donde se reporta a los coleoideos *Atractites alpinus* (v. GÜMBEL, 1861) y *Atractites* sp. del Toarciano inferior. Estos fósiles tienen una orientación de sepultamiento de N135° en promedio. Los coleoideos tienen sus últimas apariciones durante este tiempo en Sudamérica.

En las siguientes sucesiones se tiene calizas wackestone gris verdosas conteniendo a *Plicatostylus* sp. (Fig. 4.15) en posición de vida, braquiópodo del Toarciano inferior, siendo una especie abundante en el paso entre el mar de Tethys y el paleopacífico (anteriormente reportados por Hillebrandt, 1981; Vicente, 1981). Este fósil fue encontrado con abundantes gasterópodos y pelecípodos, en ambientes muy someros, donde la granulometría carbonatada es gruesa, y usualmente presenta aportes detríticos.

En capas correlativas y consecutivas se encontró las primeras evidencias de reptiles del Jurásico inferior en el Perú, se trata de mandíbulas la sínfisis y parte inferior de mandíbulas de cocodrilos marinos fósiles *Thalattosuchia* (Fig. 4.17); podría tratarse el género *Steneosaurus* o *Pelagosaurus* (Marie-Celine Buchy, comunicación escrita) siendo estos muy conocidos en el Toarciano de Europa. Estos cocodriloformos están sepultados con orientación N150° en promedio. La presencia de estos fósiles nos indicaría que el nivel marino era muy somero a estuarino, en plataformas tidales transicionales (Fig. 4.26).

Algunos decímetros sobre este nivel, en niveles aun pertenecientes a la parte basal de la Formación Socosani, se tienen abundantes amonites conservados en forma de cast. Se trata de los hildocerátidos *Hammatoceras* sp. y *Hammatoceratidae* ind. del Toarciano superior, los cuales están posicionados en medio de granos conglomerádicos matriz soportada y calcárea. Los

estratos son masivos y gradualmente decrecen en granulometría hasta llegar a calizas wackestone grises oscuras. Los amonites se encontraron en posición de sepultamiento normal, completamente horizontal y sin indicios de transporte significativo o imbricación entre material fósil. Fueron encontrados junto a escasos *Belemnites* sp., conchillas de costillaje fino y algunos equinoideos. Estas evidencias nos sugieren un ambiente pelágico de aguas someras de plataformas carbonatadas coralinas, donde los equinoideos y amonites tuvieron desarrollo. Estas plataformas fueron progresivamente reemplazadas durante el Toarciano por corrientes conglomerádicas.

3° Agrupación Fosilífera: en la quebrada El Burro, se tiene en la parte inferior de la Formación Puente (Secuencia 1) abundancia de belemnites (Fig. 4.24). Estos fósiles fueron hallados en conglomerados de matriz calcárea, provenientes de facies de turbidez próximas a la fuente de origen, provocadas por la destrucción y reemplazo de la plataforma carbonatada por fluidos conglomerádicos. Las ocurrencias en el sepultamiento de los belemnites están representadas en el diagrama de rosas (en rojo) de la Fig. 4.27, el cual nos indican una turbulencia súbita, pero de corto arrastre, debido a la buena preservación de las biocaracterísticas.



Fig. 4.26.- *Thalattosuchia*, es un cocodrilo marino cosmopólita de edad aproximada entre 112 a 190 Ma, hallado en estratos del Toarciano superior, junto a amonites Hildocerátidos, equinoideos y belemnites, Yura, Arequipa. (Imagen enviada por Jean Noel Martínez).

La interpretación previa planteada para la parte superior de la Formación Socosani, indica sedimentación en plataforma carbonatada con abundantes elementos coralinos. Estos ambientes se hacen cada vez más profundos hasta tener una interrupción en la sedimentación por actividad tectónica producto de la orogenia. En consecuencia la sedimentación se vuelve más somera hasta la exposición de los sedimentos a climas áridos con grietas de desecación en las calizas y margas (Acosta et al., 2008a). Los siguientes niveles fosilíferos de la columna estratigráfica de Yura, corresponderían a estratos conteniendo plantas fósiles, en capas consecutivas. Se trata de plantas con lineamientos paralelos toscos y sobresalientes.

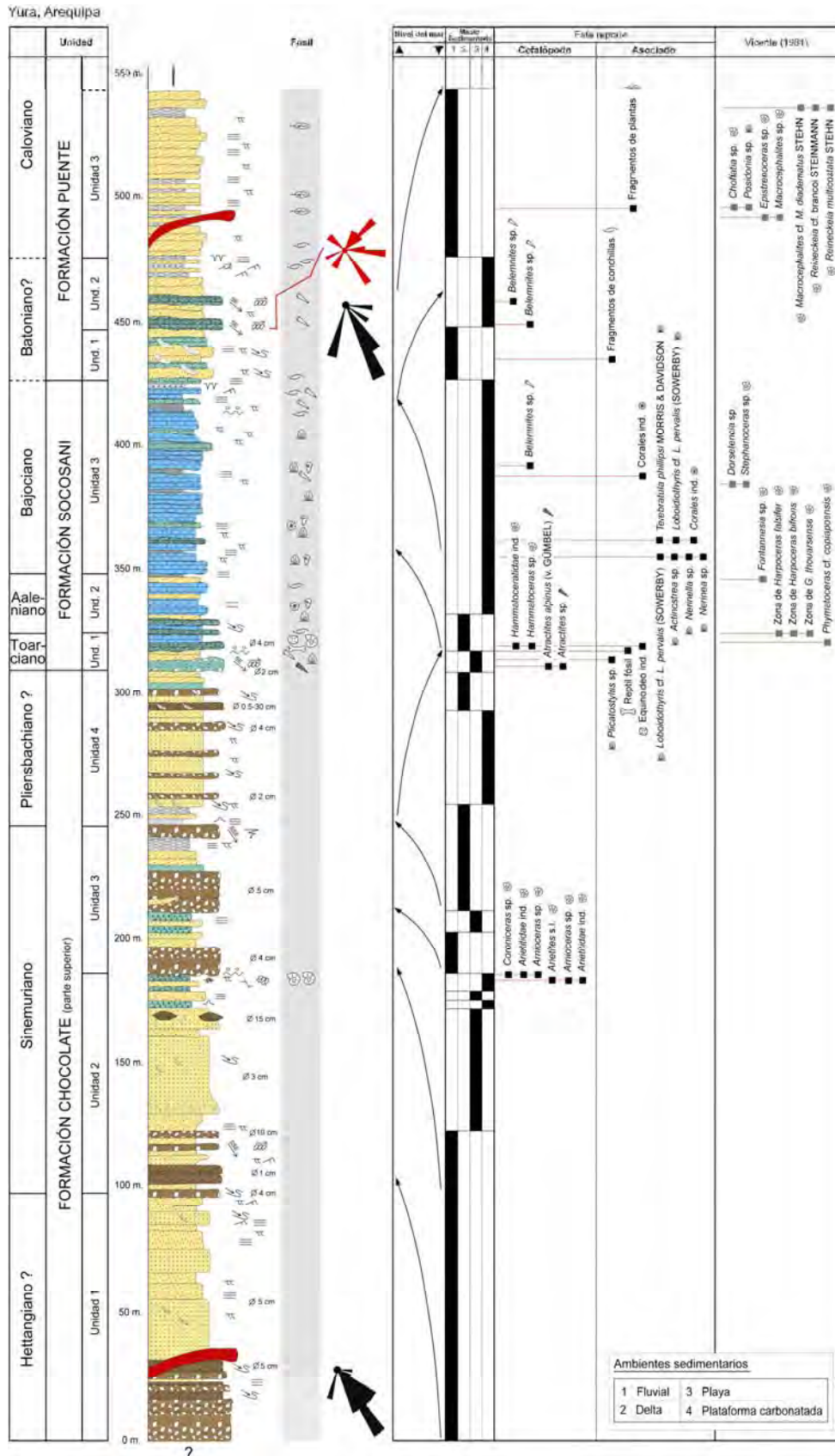


Fig. 4.27.- Columna estratigráfica generalizada tomada de los afloramientos del cerro Yanacoto y la quebrada El Burro. El diagrama de rosas de color rojo indica el sentido de sepultamiento de los belemnites (Fig. 4.23).

4.3. LOCALIDADES ESTUDIADAS EN TACNA

En Tacna, Wilson & García (1962) describieron en los cuadrángulos de Pachía (36-v) y de Palca (36-x) sucesiones estratigráficas similares a las reportadas en el cuadrángulo de Arequipa por Jenks (1948) y Benavides (1962), correspondientes al Jurásico inferior a medio. Estos autores reportan en Tacna sucesiones volcánicas denominándolas como Formación Junerata y considerándola como unidad más antigua de la cuenca (de tiempo pre-Sinemuriano). Seguidamente mencionan a las rocas sedimentarias de la Formación Pelado, asumiendo que inicia en el Sinemuriano inferior por hallazgo de *Arnioceras*, extendiéndose hasta el Toarciano superior, con reportes de *Phymatoceras* sp.

Sobreyaciendo a estas unidades, Wilson & García (1962), y Vicente (1981) reportan a las rocas carbonatadas de la Formación San Francisco, del Jurásico medio, cronología sugerida por el hallazgo de *Hammatoceras* sp. del Toarciano superior y por *Sonninia* sp. del Bajociano inferior; mencionando además slumps. Sobreyaciendo estas unidades estratigráficas mencionan al Grupo Yura, reportando alternancias de areniscas y lutitas de la Formación Ataspaca (Caloviano-Kimmeridgiano), y cuarcitas blancas de la Formación Chachacumane (Titoniano).

El cerro Palquilla, comunidad de Palquilla, distrito de Palca

La secuencia sedimentaria del Jurásico inferior a medio (Fig. 1.3 y Fig. 4.28) ha sido representada en el cerro Palquilla mediante el levantamiento de una columna estratigráfica (Fig. 4.29) por trabajos recientes del INGEMMET (Reporte interno del INGEMMET, 2008; Acosta et al., 2008b; Alván & Acosta, 2009), poniendo en evidencia los respectivos ambientes de sedimentación, la estructura estratigráfica y la complejidad estructural en la que se encuentran las sucesiones jurásicas y cretácicas de la cuenca Arequipa en el departamento de Tacna. En la presente tesis se menciona al detalle los episodios sedimentarios que ocurrieron como parte fundamental para el entendimiento de la representación paleoambiental, respecto a la evolución geodinámica de la cuenca.



Fig. 4.28.- El cerro Palquilla y sus límites formacionales. Nomenclatura estratigráfica tomada de Wilson & García (1962).

La unidad más antigua de la cuenca en el cerro Palquilla y en todo este sector, continúa siendo las rocas volcánicas de edad previa al Sinemuriano, constituyéndose la base de un apilamiento sedimentario detrítico y carbonatado. Estos afloramientos se ubican a 4.5 km al este de la localidad de Paquilla, y se reportan en estas sucesiones, evidencias de sepultamiento disturbado

de amonites sinemurianos y toarcianos, poniendo en evidencia cierta turbulencia durante la sedimentación. Este tipo de sepultamiento nos da aproximación en la profundidad de su hábitat.

4.3.1. Formación Junerata

Wilson & García (1962), y Vicente (1981) consideraron a la Formación Junerata como depósitos volcánicos con más de 1000 m de espesor; sobreyace a los sedimentos del Carbonífero, denominados como Formación Machani, y subyace a la Formación Pelado, reportados en los cuadrángulos de Pachía y de Palca.

Para esta tesis, la columna estratigráfica del cerro Palquilla tiene como base a las rocas volcánicas de la Formación Junerata, las que subyacen a los conglomerados, areniscas y calizas de la Formación Pelado. Estos volcánicos consisten de andesitas basálticas grises oscuras en estratos que varían de 30 cm a 4 m de espesor, con fluidificación y algunas vacuolas con sentido de flujo N190° en promedio. El espesor total de estas sucesiones volcánicas aun se desconoce.

4.3.2. Formación Pelado

La Formación Pelado fue reportada por primera vez por Wilson & García (1962), describiendo esta unidad como sucesiones de calizas formadas durante una transgresión marina desarrollados entre los pisos Sinemuriano a Toarciano. Estas edades fueron atribuidas por la colecta de arietitidos (Sinemuriano) y a los especímenes *Dactylioceras* sp. (Zona de *Harpoceras falcifer*) y *Peronoceras* sp. (Zona de *Harpoceras bifrons*) del Toarciano inferior, así como también *Phymatoceras* sp. (Zona de *Grammoceras thouarsense*) (Hillebrandt, en Vicente, 1981) del Toarciano superior.

En esta tesis se describe a la Formación Pelado en el cerro Palquilla, en contacto erosivo sobre las rocas volcánicas de la Formación Junerata. Aquí la Formación Pelado fue medida con un espesor de ~500 metros y su evolución sedimentaria fue dividida en cinco unidades (Fig. 4.29).

Unidad 1 (77 m)

Las sucesiones inician en un contacto erosivo producido por conglomerados (Fig. 4.30) con clastos de roca volcánica. Estos depósitos conglomerádicos son clasto soportado y algunos con algo de matriz arenosa. Se trata de clastos sub-redondeados de composición volcánica y de diámetro que varían entre 1 a 3 cm con ocasionales clastos de 5 cm, envueltos en matriz limolítica violácea. Entre estos, se tiene un último episodio volcánico de material andesítico, de pocos metros de espesor.

Sobre este último episodio volcánico, se tiene estratos dispuestos en forma de canales amplios de configuración grano decreciente, teniendo en la parte superior de esta unidad, intercalaciones repetitivas de conglomerados con delgados niveles de lutitas a limolitas de color violácea; repetición que sucede hasta los 127 m de la sección estratigráfica. Los canales conglomerádicos presentan mayormente base erosiva con similares características texturales en toda esta unidad, con tendencia al decrecimiento de tamaño de clastos.

Unidad 2 (66 m)

Esta unidad se inicia con areniscas grises verdosas de grano sub-redondeado con laminaciones oblicuas y horizontales en contacto erosivo.

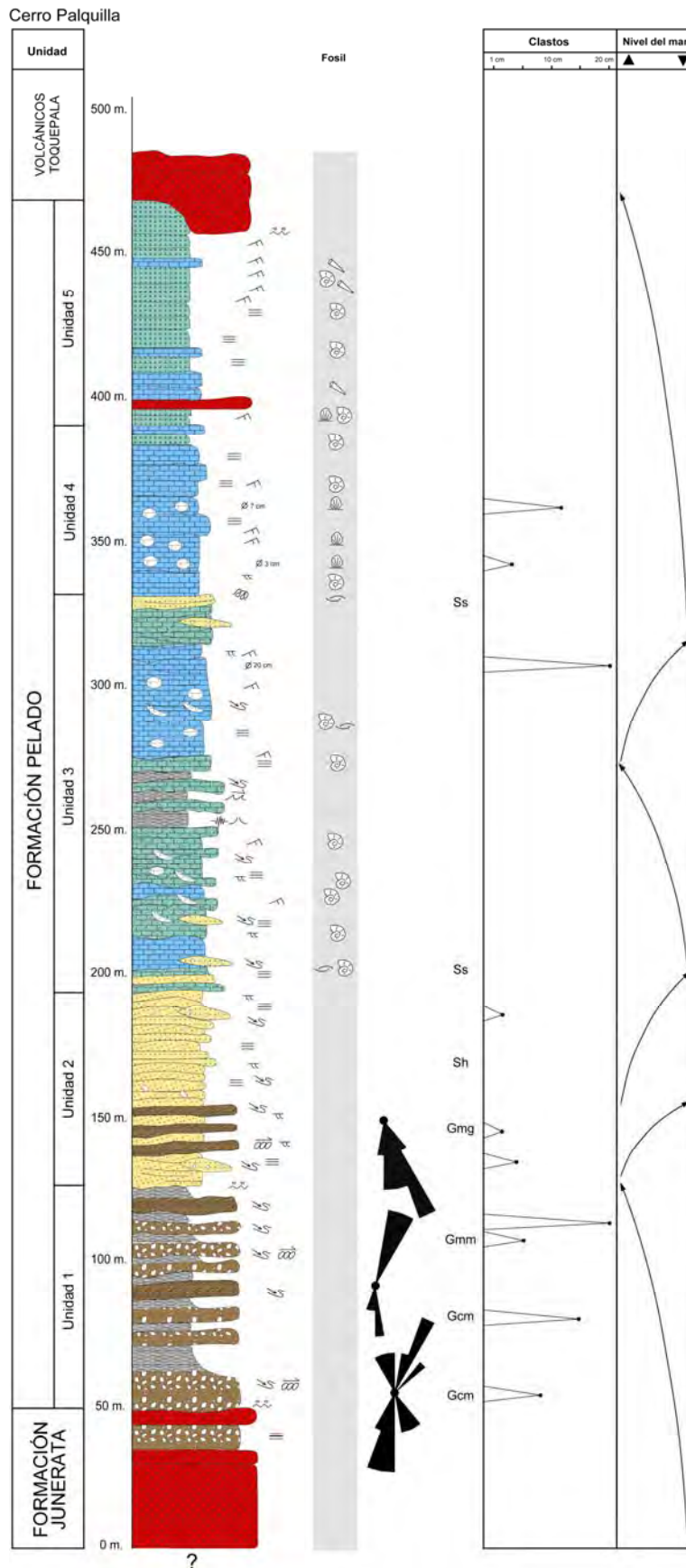


Fig. 4.29.- Columna estratigráfica levantada en el cerro Palquilla, Tacna. Los ambientes sedimentarios evolucionan, a grandes rasgos, de un ambiente fluvial, pasando por sistemas deltaicos hasta tener plataformas carbonatadas. El sentido de imbricación promedio de los clastos es hacia el sur. La tendencia granulométrica de los estratos es grano-decreciente.



Fig. 4.30.- Conglomerado clasto soportado de facies Gcm de la parte basal de la Formación Pelado. Los clastos están formados principalmente por rocas volcánicas grises violáceas, en matriz limolítica violácea.

Las areniscas verdosas de grano medio contienen abundantes intraclastos de forma alargada compuestos de limolitas, y a la vez contienen canales conglomerádicos con clastos volcánicos de forma sub-redondeada de 4 cm de diámetro. A partir de los 136 m de la sección estratigráfica, se tiene sucesiones repetitivas de ~15 m de conglomerados con clastos volcánicos sub-redondeados de 5 mm de diámetro y algunos esporádicos de 3 y 20 cm como máximo, mostrando imbricaciones dirigidas al SSE principalmente. Estos conglomerados están intercalados con areniscas finas verdosas con laminaciones paralelas y oblicuas curvas de bajo ángulo hasta los 154 m de la columna estratigráfica.

Desde la parte media de la Unidad 2, se tiene sucesiones repetitivas de areniscas verdosas cuarzo-feldespáticas en estratos que alcanzan los 40 cm de espesor hasta el tope. Estas areniscas tienen granos sub-angulosos y contienen laminaciones paralelas y oblicuas, con algunos clastos blandos deformados. En estratos superiores las areniscas verdosas están dispuestas en estratos de 1 m, teniendo las mismas características faciológicas. Entre estas sucesiones se tienen intercalaciones de canales conglomerádicos de geometría lenticular, con clastos de areniscas verdosas de 1 a 2 cm de diámetro, algunos imbricados N150° en promedio.

Unidad 3 (158 m)

A partir de esta unidad empieza el aporte carbonatado en esta parte de la cuenca Arequipa. Consiste de una intercalación de delgadas capas de areniscas calcáreas, calizas y sedimentos finos grises calcáreos muy oscuros. La parte basal de esta unidad es un cambio gradual de la Secuencia 2 cerca a los ~193 m de la sección, donde se toma como límite el primer aporte carbonatado.

Las sucesiones comienzan con areniscas calcáreas con laminaciones oblicuas y algunos clastos redondeados de hasta 0.5 cm de diámetro promedio, algunos esporádicos de 5 cm compuestos de arenisca verdosa y limolitas negras. Estas areniscas calcáreas intercalados con calizas wackestone grises oscuras con olor fétido, y presentan además delgadas capas de areniscas cuarzo feldespáticas calcáreas con laminaciones oblicuas. Las calizas contienen algunos depósitos lenticulares decimétricos de areniscas verdosas en pequeños canales, y algunas areniscas calcáreas bioclásticas con pequeñas laminaciones oblicuas.

Se tiene además dentro de estas intercalaciones, capas de areniscas calcáreas de grano grueso, con canales conteniendo bioclastos a manera de turbiditas; y en niveles superiores amonites sin determinar en posición de sepultamiento vertical (Fig. 4.31a). A estas areniscas calcáreas de grano fino a medio le sigue una intercalación de calizas mudstone a wackestone con rizaduras y areniscas calcáreas hasta los 225 m de la columna, con areniscas lenticulares y series repetitivas de turbiditas (Fig. 4.31b), que también fue reportado anteriormente por Pino (2003). Cabe resaltar que en estos depósitos carbonatados se tiene delgadas intercalaciones de areniscas de grano grueso en canales y capas de calizas y areniscas calcáreas, con presencia de abundantes amonites sinemurianos aun sin determinar, preservados en las rocas carbonatadas.

Estas areniscas están dispuestas a manera de canales, tienen matriz de limolita y algunos clastos aislados e imbricados de forma sub-angulosa y sub-redondeada de 3 cm de diámetro de la misma composición. Los clastos y granos gruesos muestran una tendencia de imbricación direccionada en promedio N°150.



Fig. 4.31.- Turbulencia en la sedimentación. En **4.31a**: agrupaciones de Amonite ind. sepultados en posición vertical en areniscas calcáreas, nótese la verticalidad en relación a las laminaciones paralelas y rizaduras debajo de estos; en **4.31b**: turbiditas Ta, Tb, de alta y de mediana densidad, cargando abundantes bioclastos de conchillas.

Sobre los niveles descritos, a partir de los 230 m de la columna estratigráfica, se tiene calizas calizas packstone con laminaciones paralelas y rizaduras intercalados con calizas arenosas que decrecen en granulometría hasta tener margas. Cabe resaltar que en esta sucesión se presentan canales lenticulares conglomerádicos de corta amplitud. En las sucesiones carbonatadas se tiene registrado sucesivamente a los amonites *Paramicroderoceras* sp. y *Arnioceras* sp. siendo ambos del Sinemuriano inferior, y *Paltechioceras* sp. del Sinemuriano superior.

En la parte media de esta secuencia (en los ~250 m de la sección) se observa una intercalación de limolitas a lutitas negras con areniscas calcáreas conteniendo diversas evidencias de disturbación durante la sedimentación. En medio de esta sucesión se tiene pequeños canales lenticulares conglomerádicos de corta amplitud, de matriz algo carbonatada, los que están intercalados con las calizas packstone, registrándose en éste último abundancia de amonites, casi en su totalidad en posición anormal de sepultamiento (Fig. 4.32), tales como *Paltechioceras* sp., del Sinemuriano superior.

En la parte media de la Unidad 3, se tiene intercalaciones de calizas grainstone con limoarcillitas negras que presentan figuras de escape de agua (Fig. 4.33b), seguidamente sobre éstas se tiene sismitas (Fig. 4.33c) a la altura de los 255 m de la sección estratigráfica. Casi terminando estas interestratificaciones, se tiene evidencias de estructuras en flama (Fig. 4.33d). Estas estructuras tipo flama tienen una tendencia de inclinación de N155°, mostrando cierta similitud en orientación con las imbricaciones en estratos inferiores.

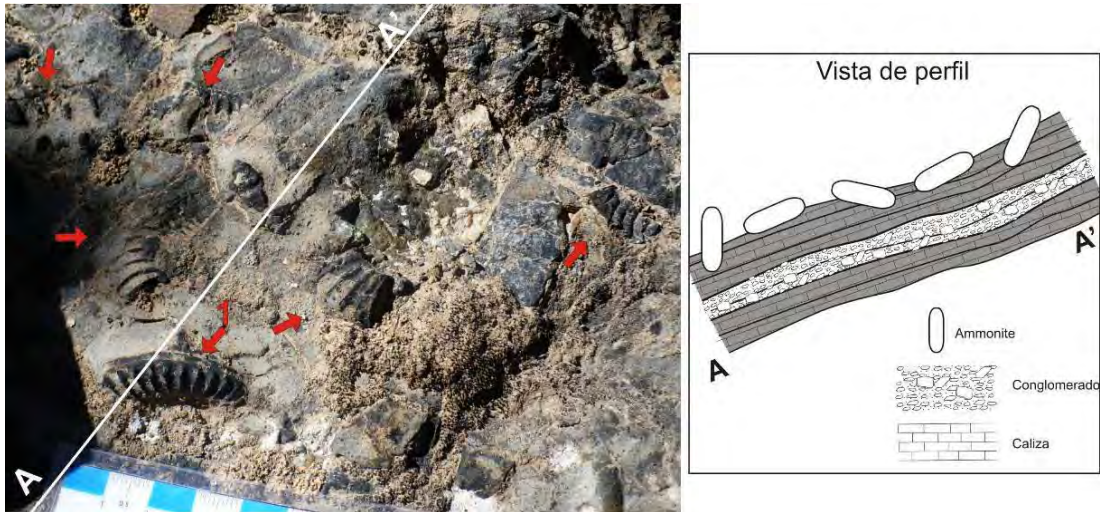


Fig. 4.32.- Amonites en posición de sepultamiento anormal. Hay predominancia de *Paltechioceras* sp. del Sinemuriano superior. Nótese el máximo grado de inclinación de los amonites en (1) y en la vista de perfil (A-A'). Este perfil señala la presencia de turbidez submarina y del rápido acumulamiento de carbonatos. Las capas de calizas que contienen amonites están intercaladas con estratos de conglomerados canalizados.

Sobre los 275 m de la columna se tiene una nueva depositación de calizas, pero con esporádico aporte detrítico, teniendo delgadas capas de calcarenitas de grano medio a grueso con laminaciones oblicuas a manera de paleocanales (Fig. 4.33a). Seguidamente se tiene una sucesión de areniscas calcáreas estrato decrecientes con laminaciones paralelas, con algunas areniscas lenticulares verdosas de grano sub-redondeado y calizas de grano grueso. En las areniscas calcáreas se reportan varios amonites no determinados en posición disturbada (Fig. 4.34) con ángulo de inclinación de 30°. Nuevamente se tiene calizas de grano medio a grueso con rizaduras, con granos de hasta 4 mm que decrecen a wackestone.

Se observa en la última parte de esta unidad, un paquete de 40 m de calizas negras wackestone a packstone de olor fétido, con rizaduras de corriente, algunas capas de grainstone con granos de 2 a 5 mm, a areniscas cuarzo feldespáticas de granos sub-redondeados, mostrando algunas imbricaciones (en promedio N150°), y algunos niveles delgados de calizas negras con rizaduras y algunos clastos blandos aislados de 5 a 20 cm de limolitas. Esta unidad termina con una delgada capa de calcarenitas de grano medio sub-redondeado con canales pequeños de areniscas de grano medio grises claros.

Unidad 4 (59 m)

Esta sucesión está constituida principalmente por calizas con aproximadamente 50 m de espesor. Presenta abundantes evidencias de amonites en posición inclinada (aproximadamente 30° en promedio) en relación a la estratificación. Entre estas evidencias se tiene varios ejemplares de *Tropidoceras* sp. como indicador del Pliensbachiano inferior. En niveles superiores se presentan calizas wackestone grises oscuras con rizaduras, con fragmentos conchíferos y abundantes nódulos carbonatados; además de delgadas capas de areniscas calcáreas con nódulos de caliza wackestone de 15 cm de diámetro.

Entre los restos conchíferos se tiene al pelecípodo *Chlamys* (C.) *textorius* (SCHLOTHEIM) de aguas muy someras. En la parte superior de esta unidad, los nódulos carbonatados desaparecen y continúa la sedimentación con calizas masivas wackestone grises oscuras con olor fétido en

estratos de 10 a 20 cm. Allí se tiene abundancia de amonites de cámaras discoidales y globulares en posición anormal de sepultamiento, reportándose a las especies *Eoderoceratidae* ind., *Meridiceras santanderi* HILLEBRANDT, 2006 y *Dubariceras crassum* HILLEBRANDT, 2006 en calizas grises oscuras con rizaduras y laminaciones paralelas, indicándonos el Pliensbachiano superior.

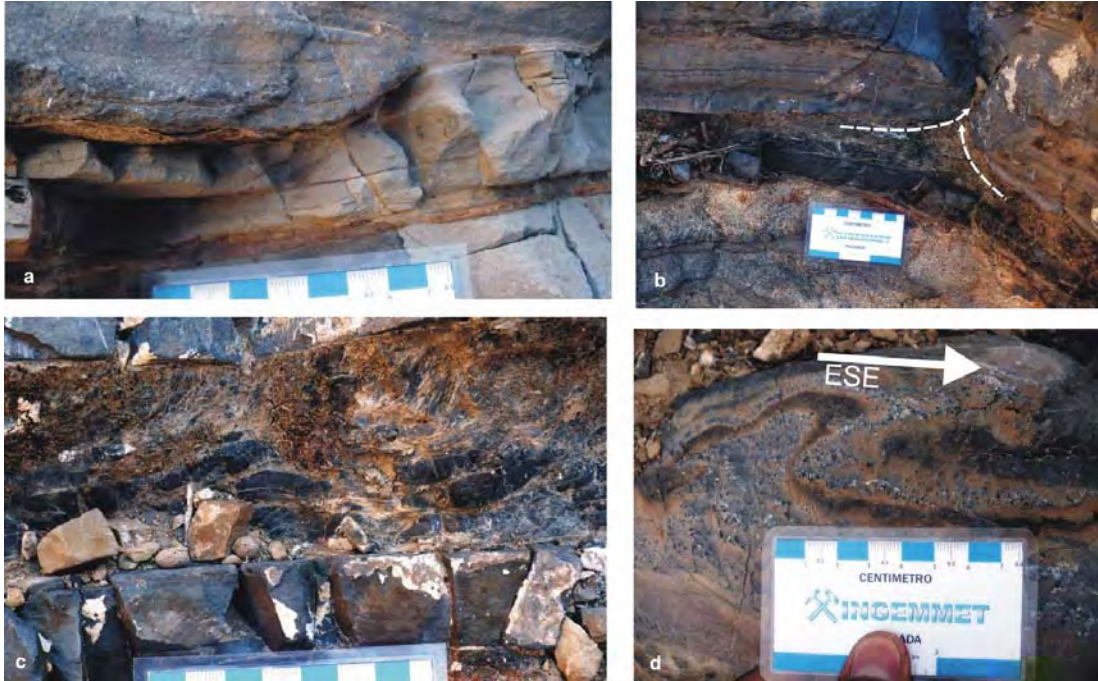


Fig. 4.33.- Estructuras sedimentarias de erosión de canal y de deformación sinsedimentaria. En **4.32a**: cunetas de arcosas de grano medio a grueso generando pequeñas bases erosivas en las rocas areno-calcareas. En Fig. **4.32b**: figura de escape de agua, en rocas carbonatadas. Los fluidos que escaparon son limoarcillitas calcáreas, quebrando estratos de caliza gris oscura; nótese la ligera licuefacción de estos sedimentos. En Fig. **4.32c**: sismitas, nótese la licuefacción de los sedimentos limoarcillíticos calcáreos. En Fig. **4.32d**: estructura tipo flame cast en estratos calcáreos, los sedimentos superiores se desplazan en dirección este, en promedio, indicado por la flecha.



Fig. 4.34.- Amonite ind. en posición anormal de sepultamiento en relación a la estratificación. La presencia de esto de presentación es abundante. La inclinación promedio para estos amonites, respecto al nivel de sedimentación es de $\sim 30^\circ$.

Secuencia 5 (77 m)

Gradualmente las calizas wackestone se presentan en capas cada vez más delgadas, hasta dar paso a la sedimentación de limolitas calcáreas grises claras con rizaduras y algunos niveles delgados de calizas mudstone de color negro. Estas intercalaciones contienen amonites en relativa abundancia (Fig. 4.35) junto a belemnites como fósiles asociados. En las calizas wackestone de la parte basal de esta unidad carbonatada, se tiene registrado a los amonites *Harpoceratoides* cf. *alternatus* (SIMPSON), *Peronoceras* ex gr. *P. verticosum* (BUCKMAN) y *Peronoceras* sp., indicando el Toarciano inferior y Toarciano medio respectivamente.

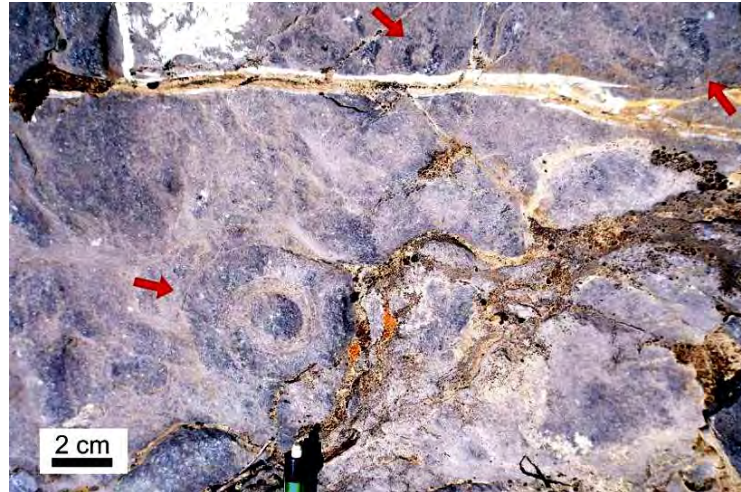


Fig. 4.35.- Disposición de amonites indeterminados de la parte media de la Unidad 5 de la Formación Pelado; sepultados en posición normal en estratos delgados de calizas wackestone.

A partir de la parte media de la columna, la sedimentación de limolitas calcáreas es más significativa, con algunas delgadas intercalaciones de calizas grises. Las limolitas presentan rizaduras de corriente y laminaciones paralelas hasta el tope de la unidad, donde hallamos abundantes amonites *Pleydellia* sp., siendo típico del Toarciano superior. Esta secuencia termina con una superficie erosionada donde se han depositado las rocas volcánicas cretácicas de la Formación Toquepala.

Es posible que el espesor de la Formación Pelado sea más de lo medido, puesto que las coladas volcánicas del Grupo Toquepala están sobreyaciendo en discordancia a las rocas carbonatadas de la Formación Pelado, estando ausente las rocas de la Formación San Francisco, parte de la Formación Ataspaca y la Formación Chachacumane en el cerro Palquilla.

Autores anteriores mencionan que el inicio de la Formación San Francisco corresponde al final del Toarciano, tiempo que sería el mismo al del término de la Formación Pelado (Toarciano superior). Los episodios sedimentarios que corresponden a la parte final de la Formación Pelado en el cerro Palquilla, corresponden a una variación gradual que sugiere una bajada del nivel del mar, en una sucesión que es genéticamente continua.

4.3.3. Disposición de los amonites en la columna estratigráfica: interpretación previa

La columna estratigráfica de la localidad de Palquilla ha sido descrita y reinterpretada con nuevos elementos (Fig. 4.38), presentando niveles fosilíferos que contienen amonites como principal objetivo de estudio. Estos niveles fosilíferos son representados a manera de Agrupación Fosilífera.

Las Agrupaciones Fosilíferas son cuatro y comienzan desde los 230 m y se reportan hasta el tope sedimentario de la sección estratigráfica.

Los primeros indicios de evidencia fósil fue hallada aproximadamente en los 200 m de la sección estratigráfica, en sedimentos turbidíticos de mediana densidad, en facies Ta y Tb (Fig. 4.31b), tratándose de fragmentos de conchas en canales erosivos no muy anchos. Algunos metros encima de estas evidencias, se tiene al primer amonite reportado en la sección. Este nivel contiene amonites aun indeterminados (Amonite ind.) en areniscas calcáreas (Fig. 4.31a). Muchos de estos fósiles se encuentran en posición anormal de sepultamiento, es decir, las cámaras habitaciones de los amonites están posicionadas hacia arriba y casi vertical respecto a la estratificación. La presencia de amonites y fragmentos de conchas nos sugieren, en primera instancia, ambiente submarino somero a playero.

En esta sección estratigráfica se reporta las 4 Agrupaciones Fosilíferas principales.

1° Agrupación Fosilífera: consiste de una agrupación ubicada desde los 230 m hasta los 275 m de la columna. Aquí la abundancia de amonites es excepcional y resaltante. Se tiene calcarenitas que contienen en estratos sucesivos a los amonites *Paramicroderoceras* sp. y *Arnioceras* sp. del Sinemuriano inferior, y Sinemuriano medio respectivamente. Sobre estos niveles yacen estratos de conglomerados, y seguidamente estratos de calizas arenosas con algunos fragmentos líticos y numerosos amonites (Fig. 4.32) del género *Paltechioceras* sp. indicando el Sinemuriano superior para estos niveles. Algunos de estos ejemplares muestran cierto desgaste por haber sufrido transporte post-mortem (Fig. 4.36). Estos fósiles muestran irregularidades en la forma del sepultamiento con fuerte ángulo de inclinación, evidencias que sugieren que los amonites fueron capturados por las corrientes de turbidez en estos depósitos submarinos, en un medio muy cercano a una plataforma carbonatada de medios tidales.



Fig. 4.36.- Agrupación de *Paltechioceras* sp. del Sinemuriano superior, en calizas y areniscas calcáreas con algunos fragmentos líticos, ubicados en la 1° Agrupación Fosilífera, donde se tiene pelecípodos como fósiles asociados. Estos amonites presenta el mismo modo de sepultamiento que en el primer reporte de amonites, pues presentan un ángulo de inclinación respecto a la sedimentación y hasta cierta imbricación, siendo la tendencia de orientación hacia del SSE para este nivel.

2° Agrupación Fosilífera: desde los 340 m hasta los 355 m de la sección estratigráfica, se tiene una pequeña agrupación de fósiles, tratándose de los amonites *Tropidoceras* sp., Eoderoceratidae ind., y del pelecípodo *Chlamys* (C.) *textorius* (SCHLOTHEIM), junto con algunos bivalvos aun no determinados. Estos fósiles fueron conservados en calizas wackstone grises oscuras con rizaduras,

sin observarse perturbaciones o anomalías en el momento del sepultamiento. La presencia de *Tropidoceras* sp. nos indica el Pliensbachiano inferior.

3° Agrupación Fosilífera: son fósiles continuamente posicionados en las sucesiones estratigráficas en el rango de los 370 m hasta 391 m del apilamiento sedimentario; consistiendo estos niveles de calizas mudstone a wackestone con algunas laminaciones oblicuas de bajo ángulo intercalado con algunos estratos delgados de areniscas calcáreas. Se trata de los amonites *Dubariceras crassum* HILLEBRANDT, 2006 y varios ejemplares de *Meridiceras santanderi* HILLEBRANDT, 2006 en aparente episodio de disturbación. Algunos amonites presentan ángulo de inclinación de 45° (Fig. 4.37) con tendencia N130°. El ambiente donde sucedió el sepultamiento es interpretado como aguas someras próximas a la línea de costa.

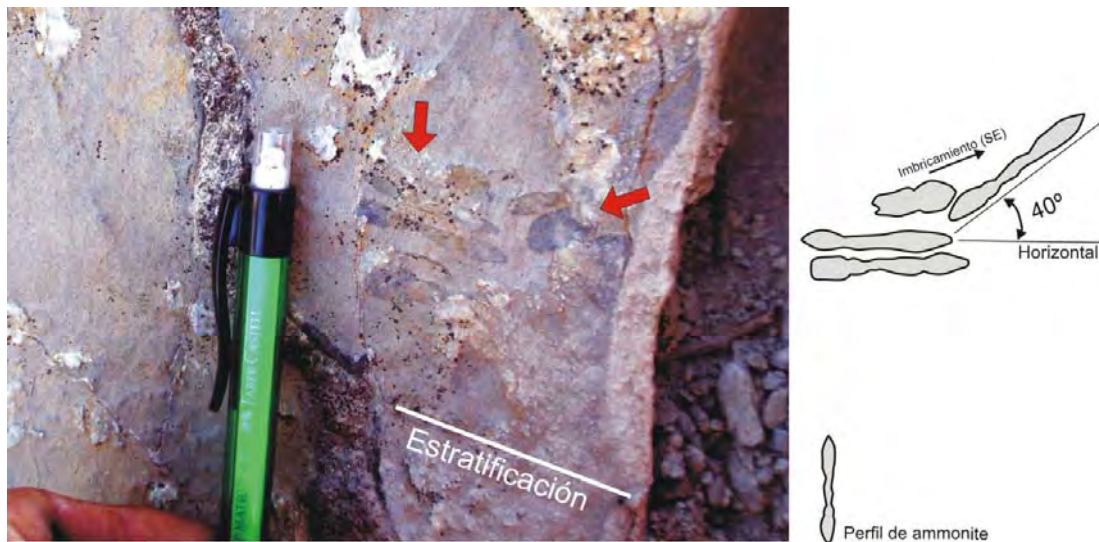


Fig. 4.37.- Las calizas packstone de la parte superior de la Secuencia 4 de la Formación Pelado contiene amonites en posición anormal de sepultamiento, este nivel corresponde a la 3° Agrupación Fosilífera. Se observa cierto imbricamiento en el sepultamiento de los amonites.

4° Agrupación Fosilífera: es la última agrupación ubicada en la columna estratigráfica, desde los 395 m hasta el tope de la unidad. Se trata de los amonites *Harpoceratoides* cf. *alternatus* (SIMPSON), *Peronoceras* ex gr. *P. verticosum* (BUCKMAN) y *Peronoceras* sp., contenidos en limolitas calcáreas negras. Estos fósiles son característicos del Toarciano inferior y Toarciano medio respectivamente. En estos niveles no se observó disturbación alguna o alguna evidencia de perturbación tectónica, la sedimentación fue continua y la evolución bioestratigráfica también lo fue.

Como última ocurrencia de presencia fósil en la parte superior de la sección de Palquilla, se tiene abundante presencia de *Pleydellia* sp. indicándonos el Toarciano superior. No se observa alteraciones o perturbaciones en el proceso tafonómico.

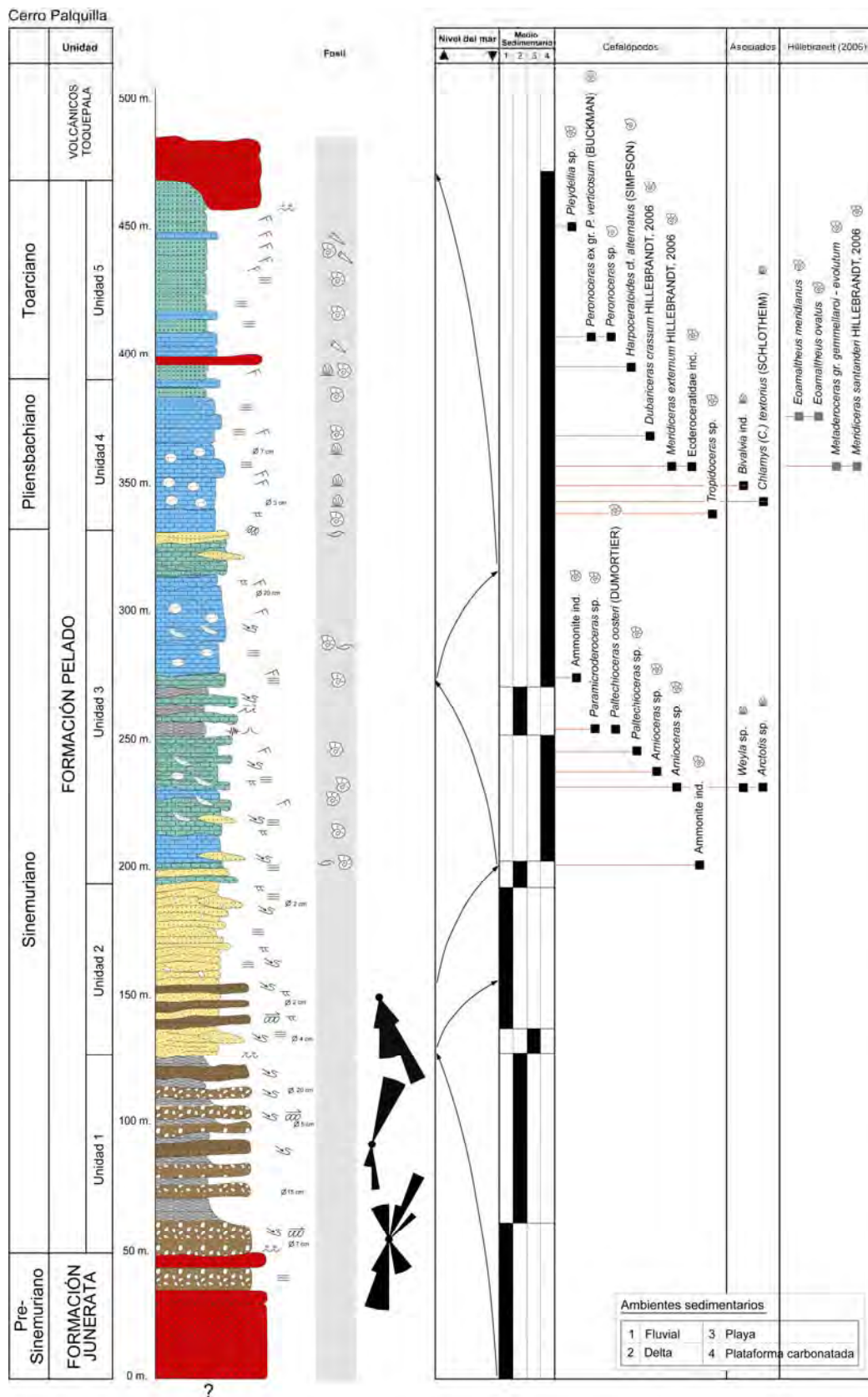


Fig. 4.38.- Columna estratigráfica del cerro Palquiilla en Tacna. La Formación Pelado en esta localidad termina en discordancia erosiva con el Grupo Toquepala del Cretácico.

Columna estratigráfica representativa para la zona de Tacna: síntesis estratigráfica de las localidades de cerro Pelado y Palquilla para el Jurásico inferior

Por motivos de ajuste estratigráfico, correlación faciológica e interpretación paleogeográfica en la cuenca Arequipa, se referencia a las columnas levantadas en Moquegua y Arequipa como representativas de la parte centro y norte de la cuenca Arequipa. Para la parte sur se tiene también información estratigráfica adicional a la presentada, a manera de columnas estratigráficas. Se trata de la columna del cerro Pelado en el departamento de Tacna (Fig. 1.1), el cuales se resolvió en agruparla con la columna del cerro palquilla para obtener una sola representativa para la parte sur de la cuenca (Fig. 4.39). Esta columna estratigráfica fue levantada en el cerro Pelado, Palca (Reporte Interno INGEMMET, 2008; Acosta et al., 2008a; Alván & Acosta, 2009); y está ubicado en proximidad al cerro Palquilla (Fig. 7.1).

Se ha tenido en cuenta para la asignación de nomenclatura estratigráfica de esta columna estratigráfica generalizada, la cronología de los pisos por la presencia de amonites, los cuales fueron clave para la ubicación de los pisos geológicos correspondientes de cada unidad formacional, además del control estructural. Se tiene de este modo una columna generalizada, y a partir de esto podemos proceder al tratamiento de comparación y correlaciones diversas de modo regional.

Para la realización de una buena comparación estratigráfica y de facies sedimentarias a nivel de cuenca, es necesario tomar en cuenta el registro sedimentario de la zona de Alto del Meadero en las pampas de La Clemesí (Fig. 7.1) en Moquegua (Acosta & Alván, 2008; Reporte Interno INGEMMET, 2007), donde se tiene una columna estratigráfica de más de 1000 m de espesor en similar continuidad con las demás secciones a lo largo de la cuenca (Fig. 7.4).

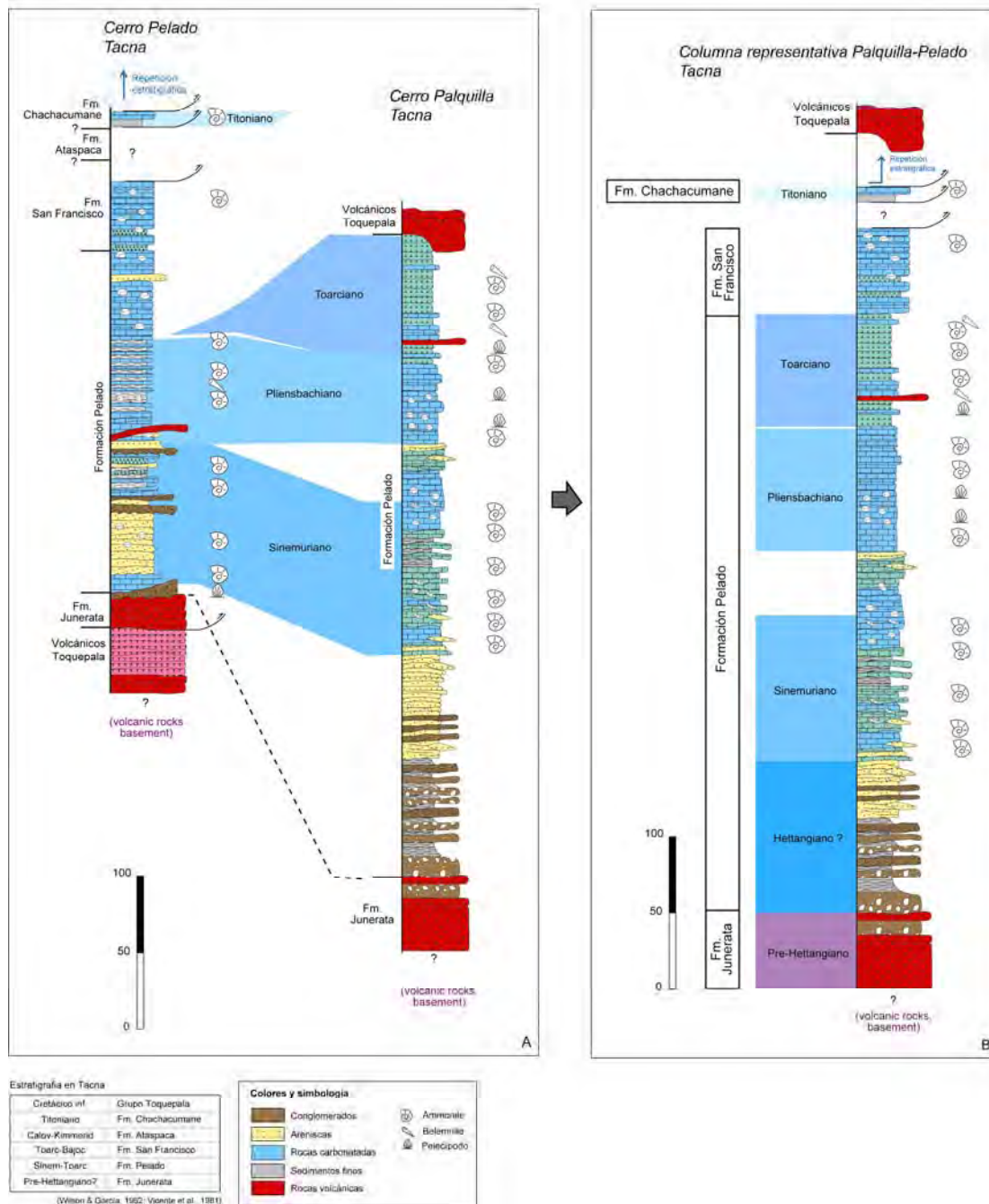


Fig. 4.39.- Columnas estratigráficas de los cerros Palquilla y Pelado en Tacna. En **A**: Procedimiento de síntesis de las secciones estratigráficas levantadas en Tacna. La columna estratigráfica del cerro Pelado consiste de sucesiones continuas hasta la Formación San Francisco, sucesiones que han sido erosionadas por fallamiento inverso, estructuras que se observan hasta el tope de sus afloramientos en el cerro Pelado, y a la vez repetición de capas pliensbachianas; basado en observaciones estructurales y de amonites (Alván et al., 2009). En **B**: Se presenta como resultado una columna estratigráfica generalizada para este sector, representativa de Tacna. La Formación Ataspaca está ausente en esta columna por tectonismo, así como parte de las formaciones San Francisco y Chachacumane. Estas unidades litológicas son las más antiguas de la cuenca y están posicionadas sobre el basamento volcánico del Arco Chocolate en discordancia erosiva.

CAPÍTULO 5

PALEONTOLOGÍA DE AMONITES, METODOLOGÍA Y SISTEMÁTICA

5.1. INTRODUCCIÓN

Se puede afirmar que los amonites aparecieron a inicios del Devónico, y se desarrollaron en una gran variedad de especies hasta su extinción en el límite Cretácico-Terciario. El conocimiento de estos fósiles se basa en los estudios morfológicos de su concha, puesto que sus partes blandas son totalmente desconocidas pero recreadas en función de especímenes similares y relacionados como ocurre con los Nautiloideos, además de sus relaciones paleoecológicas (Arkell et al., 1957).

Los amonites son conocidos en distintos escenarios y son abundantes en el registro sedimentario; son de amplia distribución mundial y tienen múltiples formas que varían de acuerdo a sus ambientes las que indican una rápida evolución. Estas características permiten considerar a los amonites como fósiles ideales para el establecimiento de biozonas y/u horizontes y por ende pueden precisar una geocronología relativa.

Las biozonas fueron indicadas en las columnas estratigráficas de ambas localidades, representadas en la Fig. 5.5 y Fig. 5.6. Las biozonas señaladas en este trabajo, corresponden a biozonas y horizontes fosilíferos elaborados en terrenos jurásicos de la Argentina y Chile, por varios autores tales como Westermann et al. (1980), Westermann (1980), Álvarez (1986), Remane (2000), Hillebrandt (1987, 2000, 2002, 2006), Riccardi (1984, 2000, 2008), además de las zonas estándares de amonites elaborados en Europa mencionados por Haq et al. (1987), Krymholts et al. (1988), Morton & Bown (2004), Bown et al. (2007), entre otros.

5.2. ANATOMÍA DE UN AMONITE

Para llevar a cabo la descripción de las muestras, se utilizó el estándar terminológico para la morfología de la concha (Arkell et al., 1957) (Fig. 5.1), el cual fue aplicado en diversos estudios taxonómicos de amonites (Benavides, 1956; Tapia, 1991; Robert, 2001; entre otros) y donde se muestran tres divisiones principales de la concha, i) la protoconcha, ii) el fragmácono y iii) la cámara habitación.

Protoconcha, involucra las cámaras iniciales, donde se debe indicar si son umbilicados o no, indicar su forma, es decir si son sub-triangulares o sub-cuadrados, si son involutos o evolutos, indicar si la protoconcha es esferoidal o elipsoidal.

Concha, consiste de un fragmócono y una cámara habitación, donde se describe la forma, es decir, si son globulares, comprimidos, tabulados, tricarinados, bicarinados, abultados, discoidales. Se indica la posición del canal sifonal, el tipo amonítico que corresponde la muestra, codicono, oxycono, platycono, serpenticono, así como también la forma de las líneas de crecimiento.

Flancos, se describe la forma de los lados, si son cóncavos, convexos, redondeados, de lados paralelos, o planos.

Hombro y pared umbilical, se refiere a la parte lateral más cercana a la zona dorsal y a las primeras vueltas, tratándose del ombligo del amonite. Allí suele haber ornamentos.

Hombro ventrolateral, se describe de la misma forma que el hombro y las paredes umbilicales, pero se refiere específicamente a las características morfológicas más cercanas al vientre del amonite, en su margen externo.

Ornamentación, la concha de los amonites suele estar recubierta por líneas de crecimiento, abultamientos, líneas de sutura y otros elementos que son esenciales para la determinación del espécimen.

- Costillas, se describe la dirección de las costillas, su inclinación, si son largas, cortas, aplanadas, rectas, inclinadas, oblicuas, suaves, toscas, la distancia entre ellas, si son bifurcadas, de triple o más separaciones (Fig. 5.2).
- Tubérculos, se refiere a observar y describir las protuberancias existentes en los flancos del amonite. Pueden estar cercanos al vientre, al dorso o zonas intermedias. Se debe apreciar si son redondeados, puntiagudos, toscos, de base ancha, leves, y la relación que tenga con el número de costillas, de preferencia en la última vuelta (Fig. 5.3).
- Nudos, bullaes, clavi, se debe indicar estas protuberancias a modo de botones en la última espira, en los flancos o en la zona ventral. Las protuberancias o nudos elongados y curvados son bullaes. Clavi son protuberancias en los vientres o zonas ventrolaterales (hombros), donde las costillas suelen estar curvadas.
- Suturas, son líneas o patrones en el molde interno del fragmócono por los límites septales (Fig. 5.4). Representan la unión entre las septas y la pared conchífera. Deben ser estudiadas en su totalidad desde ambas zonas dorsales, ya que son de gran valor sistemático. Estas suturas suelen presentar inflexiones (adapicales) conocidas como lóbulos y sillas (adorales). Se debe indicar si las sillas o lóbulos son redondeados, cuadrados, sub-cuadrados, ramificadas, dentadas, sinuosas. Si se presentan suturas complejas, deberán indicarse si hay lóbulos menores y como es su presentación.

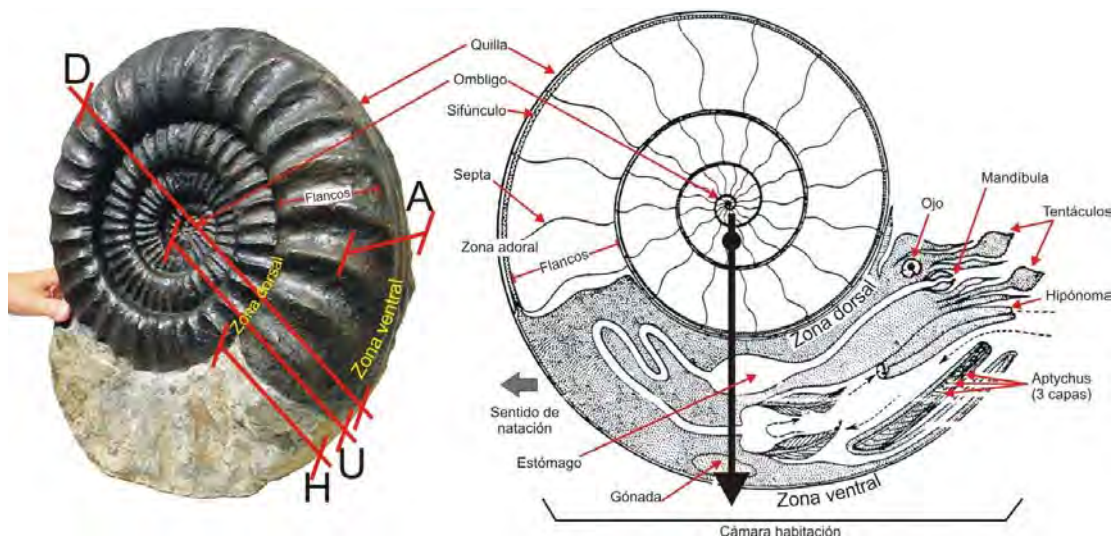


Fig. 5.1.- Sección transversal hipotética de un amonite en el plano de simetría. Derecha: se muestran el fragmócono dividido por septas y la cámara habitación, los que están rodeados por un canal sifonal que les permite regular la profundidad, estructuras basadas en los rasgos de los Nautiloideos (modificado de Arkell et al., 1957). La flecha negra indica el centro de gravedad aproximado del cuerpo. Derecha: D: diámetro, A: ancho, U: distancia entre el ombligo y el vientre, H: altura de la última vuelta.

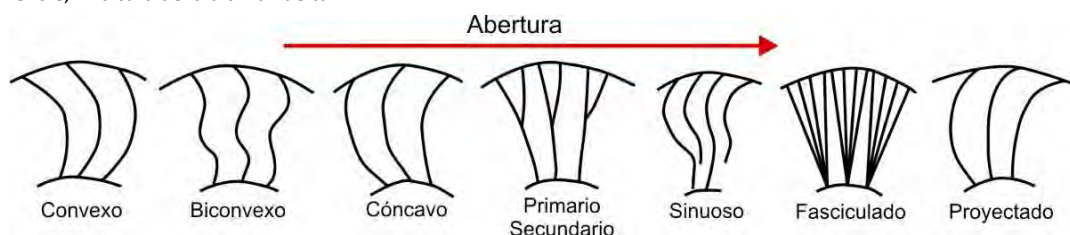


Fig. 5.2.- Tipos principales de costillajes de conchas de amonites (Arkell et al., 1957).

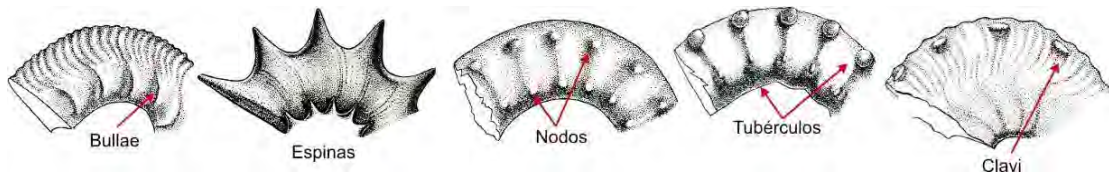


Fig. 5.3.- Tipos principales de tuberculaciones en conchas de amonites (Arkell, et al., 1959).

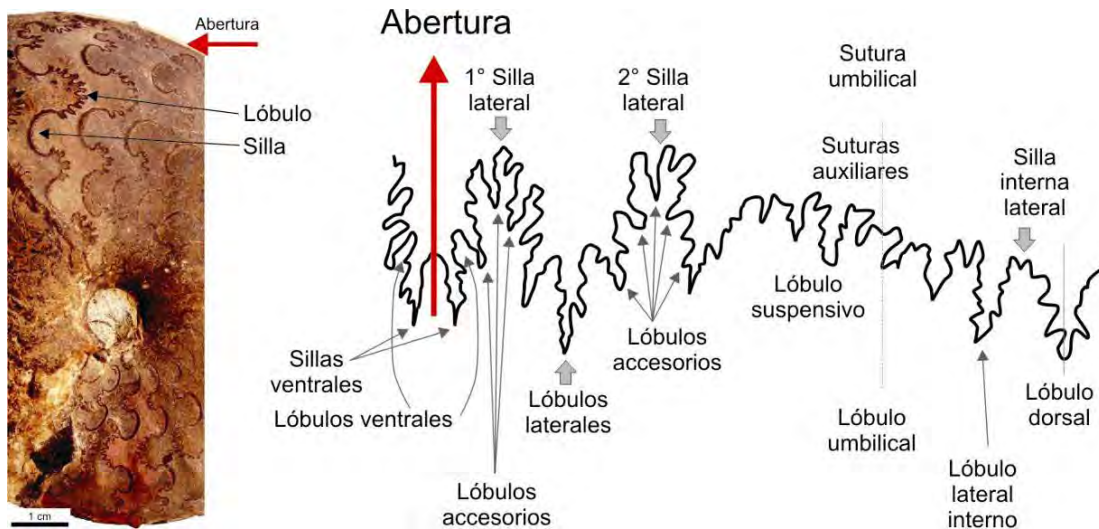


Fig. 5.4.- Terminología de las líneas de sutura. Derecha: la flecha gruesa en rojo indica la parte media del vientre; la línea roja punteada en las suturas umbilicales divide las partes internas y externas de las suturas; la línea roja continua indica la parte media del dorso (Arkell et al., 1957). Izquierda: suturas de un *Tissotia reesideana* KNECHTEL.

5.3. TAXONOMÍA DE AMONITES

Los aportes para el entendimiento y la difusión de conocimientos en la distribución estratigráfica y paleogeográfica de los amonites fueron cada vez mayores y más detallados, llegándose a elaborar una filogenia como base para la clasificación (Arkell et al., 1957; Hillebrandt, 1977; Westermann, 1980). En grupos grandes como las familias se refleja una gran radiación evolutiva, siendo cada una de ellas monofiléticas. Las primeras superfamilias del Jurásico son los Psilocerataceae, Eoderocerataceae e Hildocerataceae, las que tienen una duración de algunos pisos geológicos en promedio (Hettangiano al Toarciano).

Phylum Mollusca
Clase Cephalopoda
Subclase Ammonoidea ZITTEL, 1884
Orden Ammonitida AGASSIZ, 1847
Suborden Ammonitina HYATT, 1889

Superfamilia Psilocerataceae HYATT, 1867
Familia Arietitidae HYATT, 1874

Arietitidae ind.
(Tabla 1, Figura 1)

Material: un molde de espécimen en regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.5).

Descripción: D= ~38 mm, U= ~25 mm, H= 15 mm, A= ~5 m; planares, carenados, aparentemente bicarenados, evolutos, la espiral es ligeramente subcuadrada. Las costillas son rectas desde la zona dorsal a lo largo de los flancos, donde en las cercanías a la zona ventrolateral las costillas se inclinan ligeramente hacia la abertura. Costillas profundas, simples y toscas, espaciadas entre ellas 3 mm en la última espira.

Bioestratigrafía: Se encuentra asociado a amonites que pertenecen a la parte superior de la zona *Arietites bucklandi* o parte inferior de la zona de *Arnioceras semicostatum*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

La zona de *Arietites bucklandi* fue definida en Europa, y en Sudamérica está representada por los géneros *Vermiceras*, *Coroniceras* y *Megarietites* en Perú y el norte de Chile (Hillebrandt, 1987); y en la zona de *Arnioceras semicostatum* está representada en Colombia y Chile por los géneros *Arnioceras*, *Agassicerias* (Escobar, 1980; Quinzio, 1987). Esta agrupación de amonites esta formado en su mayoría por *Coroniceras* y algunos Arietítidos, se toma por conveniencia asignarlos a la zona de *Arietites bucklandi*.

La asociación *Coroniceras-Arnioceras* fue propuesta en reemplazo de las zonas de *Arietites bucklandi* y *Arnioceras semicostatum* (Krymholts et al., 1988), y la zona de la “Zona de Asociación de *Agassicerias*” de Riccardi et al. (1988, 1991, 2000), (Riccardi, 2008).

Arietitidae ind.
(Tabla 2, Figura 5)

Material: un molde de espécimen en regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.5).

Descripción: D= ~40 mm, U= ~20 mm, H= 29 mm, A= ~5 m; planares, carenados, aparentemente bicarenados, evolutos. Las costillas son rectas desde la zona dorsal a lo largo de los flancos, donde en los flancos las costillas se inclinan ligeramente hacia la abertura. Costillas profundas, simples y toscas, espaciadas entre ellas 3 mm en la última espira.

Bioestratigrafía: Pertenece a la parte superior de la zona de *Arietites bucklandi* o parte inferior de la zona de *Arnioceras semicostatum*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

Género *Arietites* WAAGEN, 1869
Especie tipo *Ammonite bucklandi* J.SOWERBY, 1816 (= *Arieticerias* QUENSTEDT, 1883)
***Arietites* sp.**
(Tabla 1, Figura 2)

Material: un molde de espécimen en regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.5).

Descripción: D= 21 mm, U= 13, H= 7 mm, A= ~4 mm; la conchilla es planar, aparentemente bicarenado a tricarenado, de espira levemente sub-cuadrada y evoluta. Las costillas son toscas y rectas desde la parte dorsal a lo largo de los flancos hasta llegar a la zona ventrolateral, donde la inclinación hacia la abertura es notoria. En esta zona se observa ligeros abultamientos.

Bioestratigrafía: Pertenece a la parte superior de la zona de *Arietites bucklandi* o parte inferior de la zona de *Arnioceras semicostatum*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

Género *Arnioceras* HYATT, 1867

Especie tipo *Ammonite cuneiforme* (ICZN, Opinion 307) (= *Arnioceras* SPATH, 1924)

***Arnioceras* sp.**

(Tabla 1, Figura 3)

Material: un molde de fragmento de espécimen en regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.5).

Descripción: D= ?, U= ?, H= ?, A= 12 mm; de tamaño pequeño, concha evoluta, la terminación de las costillas hasta el dorso es tosca, gruesa y termina arqueada hacia la abertura, con una quilla gruesa y dos surcos alrededor de esta en el vientre.

Bioestratigrafía: Pertenece a la parte superior de la zona de *Arietites bucklandi* o parte inferior de la zona de *Arnioceras semicostatum*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

Género *Arnioceras* HYATT, 1867

Especie tipo *Ammonite cuneiforme* (ICZN, Opinion 307) (= *Arnioceras* SPATH, 1924)

***Arnioceras* sp.**

(Tabla 1, Figura 4)

Material: un molde de fragmento de espécimen, de conservación regular, colectado de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.5).

Descripción: D= ~60 mm, U= ~30 mm, H= ~40 mm, A= ~5 mm; las costillas no son observables desde la zona dorsal; sin embargo, desde la parte lateral media se observa que son rectas, toscas y anchas y planares, con surcos profundos. Tienen una ligera inclinación hacia la abertura y terminando el costillaje se hacen ausentes hasta llegar a la quilla, la cual es alta. Se asume capacidad de llegar a profundidades mayores por el buen tamaño de la quilla que guarda al canal sifonal.

Bioestratigrafía: Pertenece a la parte superior de la zona de *Arietites bucklandi* o parte inferior de la zona de *Arnioceras semicostatum*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

Género *Arnioceras* HYATT, 1867

Especie tipo *Ammonite cuneiforme* (ICZN, Opinión 307) (= *Arnioceras* SPATH, 1924)

***Arnioceras* sp.**

(Tabla 1, Figura 5)

Material: un molde de amonite fragmentado, de regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.5).

Descripción: D= ~50 mm U= 16 mm, H= 9 mm, A= ~5 mm; la concha es evoluta y las costillas son ligeramente convexas. En la parte terminal de las costillas, cercana a la zona ventrolateral, éstas se vuelven toscas, redondeadas y separadas entre ellas por 3 mm en la zona intermedia de los flancos. La quilla es protuberante, y no se observa inclinación de las costillas cercanas a la zona ventral.

Bioestratigrafía: Pertenece a la parte superior de la zona de *Arietites bucklandi* o parte inferior de la zona de *Arnioceras semicostatum*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

***Arnioceras* sp.**

(Tabla 1, Figura 6)

Material: un molde de fragmento de espécimen en regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.5).

Descripción: D= ?, U= ?, H= ~25 mm, A= ~5 mm; fragmento que presenta la parte más ventral del amonite, donde se observa que las costillas son rectas y bastante espaciadas por 4 mm. Presentan surcos ligeramente profundos y las costillas son notoriamente curvas hacia la abertura de la concha. No se observan tubérculos pero sí el molde de la quilla.

Bioestratigrafía: Pertenece a la parte superior de la zona de *Arietites bucklandi* o parte inferior de la zona de *Arnioceras semicostatum*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

Género *Coroniceras* HYATT, 1867

Especie tipo *Ammonite kridion* ZIETEN, 1830 (= *Arnioceratoides* SPATH, 1922)

***Coroniceras* sp.**

(Tabla 1, Figura 7)

Material: un molde de espécimen en estado de conservación regular, colectado de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.5).

Descripción: D= 52 mm, U= 32 mm, H= 19 mm, A= ~ 7 mm; la concha es evoluta, presenta costillaje tosco, recto, sub-cuadradas y con ligera concavidad. En la última espira cerca de la abertura se observa que las costillas tienden a ser inclinadas hacia delante, las cuales están espaciadas en un promedio de 3 mm. La quilla es ligeramente ancha y presentan un ligero tendencia a bullae.

Bioestratigrafía: Pertenece a la parte superior de la zona de *Arietites bucklandi* o parte inferior de la zona de *Arnioceras semicostatum*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

? *Coroniceras* sp.
(Tabla 2, Figura 4)

Material: un molde de fragmento en regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 2 de la Formación Chocolate, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.5).

Descripción: D= ~90 mm, U= 23? mm, H= 13 mm, A= ~5 mm; posiblemente se trate de la última espira, en el cual la concha es evoluta, donde en los lados ventrales las costillas son levemente divergentes. Las costillas son toscas, fuertes, rectas, curvas y pronunciadas hasta la zona ventral. La separación entre las costillas varía entre 2 a 3 mm. No se observa quilla ni carenas.

Bioestratigrafía: Pertenece a la parte superior de la zona de *Arietites bucklandi* o parte inferior de la zona de *Arnioceras semicostatum*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

Familia Echioceratidae BUCKMAN, 1913
Género *Paltechioceras* BUCKMAN, 1924
Especie tipo *Paltechioceras elicium* (= *Metechioceras*, *Plesechioceras*, *Orthechioceras*,
Euechioceras, *Kamptechioceras*, *Vobstechioceras* TRUEMAN & WILLIAMS, 1925)
***Paltechioceras* sp.**
(Tabla 3, Figura 5)

Material: un fragmento de amonite en buen estado de conservación, colectado en la parte media de la Unidad 3 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= 31 mm, U= 19 mm, H= 9 mm, A= 8 mm; la concha es bastante evoluta con 5 vueltas y las costillas son rectas, redondeadas, fuertes y anchas con ligera tendencia a la abertura en la parte ventrolateral a ventral. En la zona ventral se observa dos surcos marcados y en el medio del vientre una quilla protuberante y redondeada. Las costillas están separadas uniformemente por surcos de 2 mm y no presentan tuberculaciones.

Bioestratigrafía: Zona de *Echioceras raricostatum*, Horizonte de *Paltechioceras* div. sp. (véase Hillebrandt, 2002; Riccardi, 2008). Sinemuriano superior, parte superior, (190 ± 1.5 Ma).

***Paltechioceras* sp.**
(Tabla 3, Figura 6)

Material: un fragmento de amonite en buen estado de conservación, colectado en la parte media de la Unidad 3 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= ?, U= ~50 mm, H= 21 mm, A= 15 mm; la concha es evoluta y las costillas son rectas, angulosas, sobresalientes y fuertes, con una tendencia radial partiendo de la zona dorsal hasta la parte ventrolateral, donde se elevan ligeramente a manera de bulae, donde en la zona

ventral se observa una quilla redondeada. Las costillas en la última vuelta están separadas por surcos de 5 mm y no presenta tuberculaciones.

Bioestratigrafía: Zona de *Echioceras raricostatum*, Horizonte de *Paltechioceras* div. sp. Sinemuriano superior, parte superior, (190 ± 1.5 Ma).

***Paltechioceras oosteri* (DUMORTIER)**

(Tabla 3, Figura 7)

Material: un fragmento de amonite en buen estado de conservación, colectado en la parte media de la Unidad 3 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= ?, U= 25 mm, H= 13 mm, A= 11 mm; la concha es aparentemente evoluta y presenta las costillas rectas, angulosas y fuertes con ligera tendencia a la abertura en la parte ventrolateral a ventral. Presenta suturas, donde las sillas tienen 3 pequeñas particiones redondeadas y los lóbulos son agudos divididos en tres y hasta cuatro. En la zona ventral se observa dos surcos marcados y en el medio del vientre una quilla protuberante y redondeada. Las costillas están separadas uniformemente por surcos amplios de 4 mm y no presenta tuberculaciones.

Bioestratigrafía: Zona de *Echioceras raricostatum*, Horizonte de *Paltechioceras oosteri*. Sinemuriano superior, parte superior, (190 ± 1.5 Ma).

Superfamilia Eoderocerataceae SPATH, 1929

Familia Eoderoceratidae SPATH, 1929

Género *Paramicroderoceras* DOMMERGUES, FERRETTI & MEISTER, 1994

Especie tipo *Microderoceras birchiades* ROSENBERG, 1909

***Paramicroderoceras* sp.**

(Tabla 3, Figura 4)

Material: fragmento de amonite en regular estado de conservación, parte basal de la Unidad 4 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= ?, U= ?, H= 40 mm, A= 19mm; el perfil de la concha es sub-cuadrado, presenta costillas bastante separadas por 5 a 6 mm, las cuales son rectas, amplias y toscas, presentando una débil fila de protuberancias a manera de débiles tuberculaciones en la zona ventrolateral. El vientre es subplanar sin quillas.

Bioestratigrafía: Zona de *Echioceras raricostatum*, Horizonte de *Paltechioceras oosteri*. Sinemuriano inferior, parte superior, (192.6 ± 1.5 Ma).

Familia Eoderoceratidae SPATH, 1929

Eoderoceratidae ind.

(Tabla 3, Figura 8)

Material: molde en regular estado de conservación, parte basal de la Unidad 4 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= 35 mm, U= 16 mm, H= 9 mm, A= ~4 mm; la concha es bastante evoluta, presentando costillas ligeramente cóncavas no muy fuertes que van engrosando conforme se acercan a la zona ventral partiendo del límite dorsal. La cámara habitación tiene 1 cm de diámetro y presenta pequeñas tuberculaciones agudas en la zona ventrolateral.

Rango estratigráfico: Pliensbachiano inferior, (186 a 189.6 ± 1.5 Ma).

Familia Polymorphitidae HAUG, 1887
Género *Tropidoceras* HYATT, 1867
Especies tipo *Ammonite masseanus* D'ORBIGNY, 1844

***Tropidoceras* sp.**
(Tabla 3, Figura 9)

Material: espécimen en regular estado de conservación, parte basal de la Unidad 4 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= 42 mm, U= 26 mm, H= 12 mm, A= 8 mm; de conchilla evoluta de casi 5 cm, con costillaje de apariencia proyectada, suave y más abundante, de poco espaciamiento (2 mm en promedio). Tiene costillas primarias y secundarias, donde entre 2 principales existen otras 2 secundarias donde la tendencia de inclinación es hacia la abertura.

Bioestratigrafía: Zona de *Meridiceras externum*, Horizonte de *Tropidoceras flandrini*. Pliensbachiano inferior, parte inferior, (190 ± 1.5 Ma).

***Tropidoceras* sp.**
(Tabla 4, Figura 5)

Material: un fragmento de amonite en regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 5 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= ~90 mm, U= 50 mm, H= 29 mm, A= 20 mm; la concha es discoidal, con quilla aguda, evoluta a ligeramente involuta, la última vuelta consiste de costillas muy separadas rectas donde en la parte media cercana al vientre existe un tubérculo por cada costilla, el tubérculo es toco y podría ser una espina. En la parte dorsal, los hombros son lisos, contrario a la parte ventrolateral, la última vuelta tiende a tapar tuberculaciones de vueltas anteriores.

Bioestratigrafía: Zona de *Meridiceras externum*, Horizonte de *Tropidoceras flandrini*. Pliensbachiano inferior, parte inferior, (190 ± 1.5 Ma).

Familia Coeloceratidae HAUG, 1910
Género *Meridiceras* HILLEBRAND, 2006
Especies tipo *Meridiceras externum* HILLEBRANDT, 2006
***Meridiceras santanderi* HILLEBRANDT, 2006**
(Tabla 4, Figura 2)

Material: un ejemplar fragmentario, regular estado de conservación. Colectado de la parte superior de la Unidad 4 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= ~65 mm, U= 38 mm, H= 20 mm, A= ~5 mm; la concha es discoidal y la sección es angosta elongada y comprimida. Se trata de una concha evoluta con cinco vueltas donde las costillas tienden a estar ligeramente inclinadas hacia la abertura desde las cercanías a la zona ventral. Presenta dos tubérculos por cada costilla, una hilera en la zona lateral intermedia y otra en la zona ventrolateral, cercana a la carena. Las costillas son simples, toscas y ligeramente inclinadas hacia delante en la zona ventral. No se observan suturas.

Bioestratigrafía: Zona de *Meridiceras externum*, Horizonte de *Meridiceras santanderi*. Pliensbachiano inferior, parte media, (191 ± 1.5 Ma).

Familia Dactylioceratidae HYATT, 1867
Género *Peronoceras* HYATT, 1867
Especies tipo *Ammonite fibulatus* J.DE.C. SOWERBY, 1823
***Peronoceras* ex gr. *P. verticosum* (BUCKMAN)**
(Tabla 4, Figura 4)

Material: un amonite fragmentario en regular estado de conservación, colectado de la parte media de la Unidad 5 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= 90 mm, U= ~43 mm, H= 16 mm, A= 22 mm; las espiras son bastantes evolutas, de cámara amplia y angosta verticalmente, en la parte ventrolateral presenta hileras de pequeños tubérculos dando la apariencia a la cámara habitación de ser sub-cuadrada. Las costillas son rectas y espaciadas en los flancos, donde presentan una tendencia de inclinación hacia la abertura cuando llega a los tubérculos ventrolaterales. A partir de estos tubérculos se abren dos costillas rectas bordeando el vientre.

Bioestratigrafía: Zona de *Harpoceras bifrons*, Subzona de *Peronoceras Pacificum*. Toarciano inferior, parte superior, (180 ± 1.5 Ma).

Superfamilia Hildocerataceae HYATT, 1867
Familia Hammatoceratidae BUCKMAN, 1887
Género *Harpoceratoides* BUCKMAN, 1909
Especies tipo *Ammonite alternatus* SIMPSON in BUCKMAN, 1909 (= *Glyptarmites* BUCKMAN, 1927)
***Harpoceratoides* cf. *alternatus* (SIMPSON)**
(Tabla 4, Figura 1)

Material: un espécimen fragmentado, en regular estado de conservación, colectado de la parte inferior a media de la Unidad 5 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= ?, U= ~45 mm, H= 28 mm, A= 18 mm; la concha es discoidal, de tamaño mediano, ligeramente involuto, y presenta ligeras protuberancias en los hombros dorsales. Las costillas son anchas y bajas sin protuberancias ni tubérculos en los flancos y presentan en la parte central de los flancos laterales una fuerte inclinación hacia la abertura. Para la zona ventrolateral la

curvatura se dirige hacia atrás y cuando el costillaje termina en la carena nuevamente se curva fuertemente hacia la abertura.

Bioestratigrafía: Zona de *Dactyloceras hoelderi*. Referencia: Hillebrandt (1987). Toarciano inferior, parte media (182 ± 1.5 Ma).

Género *Hammatoceras* HYATT, 1867

Especie tipo *Ammonite insignis* ZIETEN, 1831 (= *Ammatoceras* HYATT, 1867)

***Hammatoceras* sp.**

(Tabla 3, Figura 1)

Material: un espécimen en buen estado de conservación, colectado de la parte basal de la Unidad 1 de la Formación Socosani, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.6).

Descripción: D= ?, U= ~60 mm, H= 30 mm, A= 32 mm; la conchilla es regularmente evoluta, la sección de la cámara habitación es sub-triangular a sub-cuadrada. Presenta tubérculos pequeños en los hombros dorsales, los cuales desde allí parten dos costillas, una principal y otra secundaria. Las costillas son toscas y espaciadas por 3 a 4 mm, rectas a lo largo de los flancos hasta la zona ventro lateral, en el cual tienden a inclinarse con protuberancias hacia la abertura. Ya en la zona ventral desaparecen para hallarse en el medio del vientre una quilla pronunciada y gruesa, dejando a sus lados espacios vacíos a manera de surcos.

Bioestratigrafía: Zona de *Pleydellia fluitans*. Toarciano superior, parte superior, (176 ± 2.0 Ma).

***Hammatoceras* sp.**

(Tabla 2, Figura 6)

Material: un amonite en regular estado de conservación, colectado de la parte basal de la Unidad 1 de la Formación Socosani, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.6).

Descripción: D= ~105 mm, U= 54 mm, H= 35 mm, A= 22 mm; la conchilla es regularmente evoluta donde la sección de la cámara habitación es sub-triangular a sub-cuadrada. Presenta tubérculos pequeños en los hombros dorsales, los cuales desde allí parten dos costillas, la principal adelante y la secundaria atrás. Las costillas son toscas y espaciadas por 2 mm, rectas a lo largo de los flancos hasta la zona ventrolateral, en el cual tienden a inclinarse hacia la abertura. Ya en la zona ventral desaparecen para hallarse en el medio del vientre una quilla protuberante.

Bioestratigrafía: Zona de *Pleydellia fluitans*. Toarciano superior, parte superior, (176 ± 2.0 Ma).

***Hammatoceratidae* ind.**

(Tabla 2, Figura 1)

Material: un amonite en regular estado de conservación, colectado de la parte basal de la Unidad 1 de la Formación Socosani, sección estratigráfica de Yura (Fig. 4.27, Fig. 5.6).

Descripción: D= 162 mm, U= ~47 mm, H= 24 mm, A= 42 mm; la conchilla es regularmente evoluta donde la sección de la cámara habitación es sub-triangular. Presenta tubérculos pequeños en los hombros dorsales, los cuales desde allí parten dos costillas, la principal adelante y la secundaria

atrás. Las costillas son toscas y espaciadas por 3 mm, rectas a lo largo de los flancos hasta la zona ventrolateral, en el cual tienden a inclinarse levemente hacia la abertura. Ya en la zona ventral desaparecen para hallarse en el medio del vientre una quilla no muy gruesa dejando a sus lados angostos espacios vacíos a manera de surcos.

Bioestratigrafía: Zona de *Pleydellia fluitans*. Toarciano superior, parte superior, (176 ± 2.0 Ma).

Familia Hildoceratidae HYATT, 1867

Género *Pleydellia* BUCKMAN, 1899

Especies tipo *Pleydellia comata* (= *Cotteswoldia* BUCKMAN, 1902) (= *Cotteswoldia* THEOBALD, 1950; Canavaria BUCKMAN, 1904)

***Pleydellia* sp.**

(Tabla 4, Figura 6a, 6b)

Material: un amonite fragmentado en regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 5 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= ?, U= ~12 mm, H= 9 mm, A= 5 mm; no se observa la zona umbilical y el resto de las espiras, pero aparenta ser evoluta, la sección de la cámara es sub-cuadrada; las costillas tienen forma sinuosa, desde la zona dorsal hacia la parte ventral. Las costillas son toscas y espaciadas, se tienden hacia la abertura, en la mitad de los flancos son ligeramente rectos y cerca de la zona ventrolateral se tienden fuertemente hacia la abertura. La quilla es sobresaliente.

Bioestratigrafía: Zona de *Pleydellia fluitans*. Toarciano superior, parte superior, (176 ± 2.0 Ma).

Familia Dubariceratidae DOMMERGUES & MEISTER, 1999

Género *Dubariceras* DOMMERGUES, MOUTERDE & RIVAS, 1984

Especies tipo *Dubariceras dubari* DOMMERGUES, MOUTERDE & RIVAS, 1984

***Dubariceras crassum* HILLEBRANDT, 2006**

(Tabla 4, Figura 3)

Material: un amonite en regular estado de conservación, colectado de la parte superior de la Unidad 4 de la Formación Pelado, sección estratigráfica del cerro Palquilla (Fig. 4.38, Fig. 5.6).

Descripción: D= 80 mm, U= 40 mm, H= 24 mm, A= 20 mm; la concha es discoidal, con sección sub-cuadrada y su espesor máximo esta en el extremo medio de la cámara habitación. Los flancos son ligeramente convexos y terminan en un vientre ancho y sub-cuadrado sin carena aparente. El lado ventrolateral es liso hasta tener abruptamente tubérculos en cada costilla. Las costillas desde la zona umbilical son abultadas, pasando ligeros por los flancos laterales convexos hasta llegar a la zona ventrolateral, donde aparecen tubérculos pronunciados, desapareciendo en la zona ventral al igual que alguna tuberculación. Las costillas son simples, rectas y continuas.

Bioestratigrafía: Zona de *Meridiceras externum*, Horizonte de *Dubariceras latidorsale*. Pliensbachiano inferior, parte media, (187 a 187.5 ± 1.5 Ma).

5.4. TABLAS DE FIGURAS

Todas las muestras se encuentran en el Laboratorio de Paleontología del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, INGEMMET.

Lámina 1

- Fig. 1 **Arietitidae ind.**
Cerro Yanacoto, Yura, Arequipa
Parte superior de la Zona de *Arietites bucklandi*, Sinemuriano inferior (parte superior)
- Fig. 2 ***Arietites* sp.**
Cerro Yanacoto, Yura, Arequipa
Parte superior de la Zona de *Arietites bucklandi*, Sinemuriano inferior (parte superior)
- Fig. 3-6 ***Arnioceras* sp.**
Cerro Yanacoto, Yura, Arequipa
Parte superior de la Zona de *Arietites bucklandi*, Sinemuriano inferior (parte superior)
- Fig. 7 ***Coroniceras* sp.**
Cerro Yanacoto, Yura, Arequipa
Parte superior de la Zona de *Arietites bucklandi*, Sinemuriano inferior (parte superior)

Los amonites en las figuras están presentados a escala 2:1.

Lámina 1



Lámina 2

- Fig. 1 **Hammatoceratidae ind.**
Quebrada El Burro, Yura, Arequipa
Zona de *Pleydellia fluitans*, Toarciano superior (parte superior)
- Fig. 2 ***Atractites alpinus* (v. GÜMBEL)**
Quebrada El Burro, Yura, Arequipa
Toarciano inferior
- Fig 3 ***Atractites* sp.**
Quebrada El Burro, Yura, Arequipa
Toarciano inferior
- Fig. 4 **? *Coroniceras* sp.**
Cerro Yanacoto, Yura, Arequipa
Parte superior de la Zona de *Arietites bucklandi*, Sinemuriano inferior (parte superior)
- Fig. 5 ***Arietitidae* ind.**
Cerro Yanacoto, Yura, Arequipa
Parte superior de la Zona de *Arietites bucklandi*, Sinemuriano inferior (parte superior)
- Fig. 6 ***Hammatoceras* sp.**
Quebrada El Burro, Yura, Arequipa
Zona de *Pleydellia fluitans*, Toarciano superior (parte superior)

El amonite 1 esta presentado a escala 1:2, las figuras 2, 3, 5 y 6 están figurando a escala real, y el amonite 4 está a escala 2:1.

Lámina 2

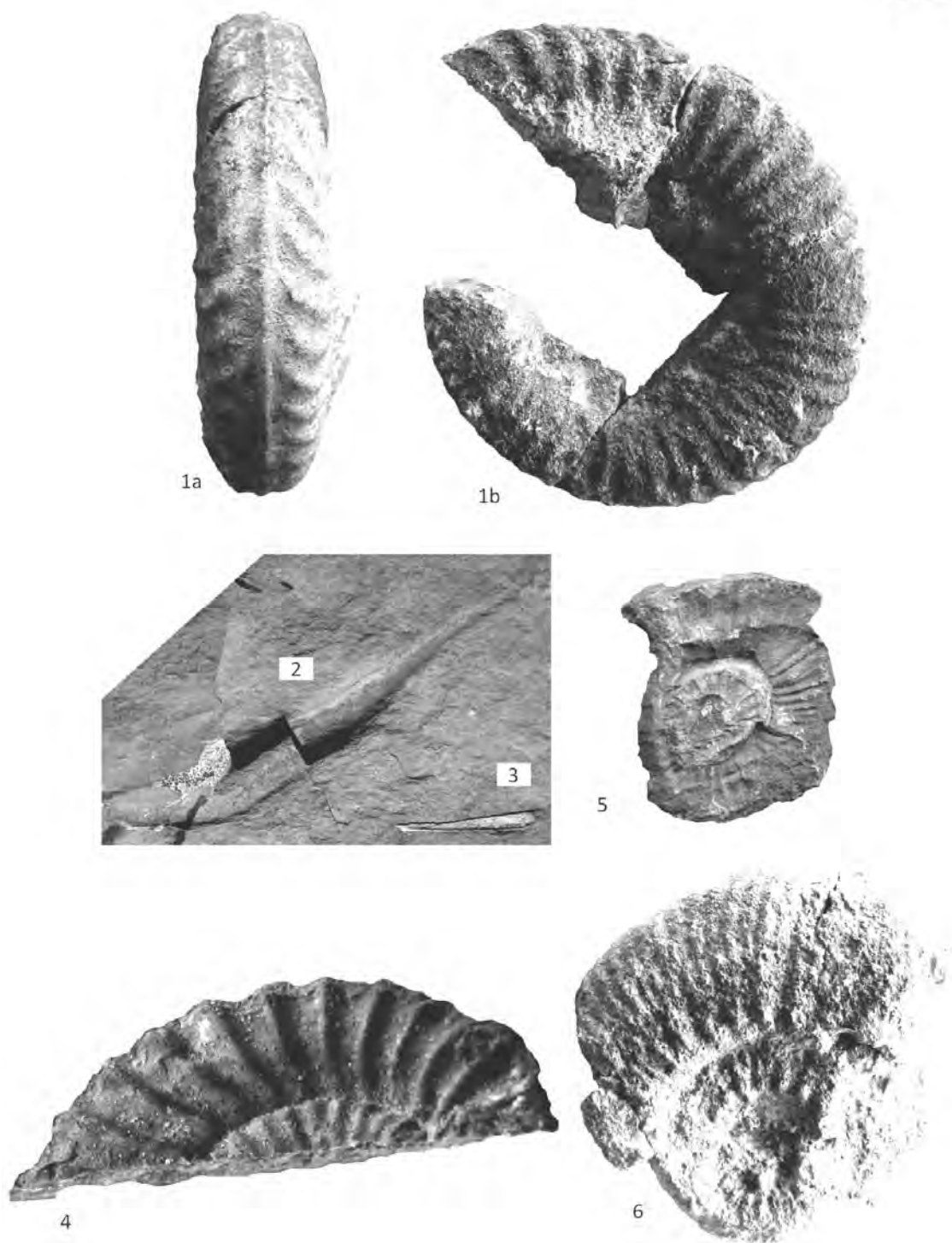


Lámina 3

- Fig. 1 ***Hammatoceras* sp.**
Quebrada El Burro, Yura, Arequipa
Zona de *Pleydellia fluitans*, Toarciano superior (parte superior)
- Fig. 2 **Equinoideo ind.**
Quebrada El Burro, Yura, Arequipa
Toarciano superior.
- Fig. 3 ***Steneosaurus* sp.** (sínfisis y parte anterior de mandíbula de cocodrilo del suborden *Thalattosuchia* FRAAS, 1901)
Quebrada El Burro, Yura, Arequipa
Comprendido en la zona de *Pleydellia fluitans*, Toarciano superior (parte superior)
- Fig. 4 ***Paramicroderoceras* sp.**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Echioceras raricostatum*, *Paltechioceras* div. sp., Sinemuriano inferior (parte superior)
- Fig. 5-6 ***Paltechioceras* sp.**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Echioceras raricostatum*, Horizonte de *Paltechioceras* div. sp., Sinemuriano superior (parte superior)
- Fig. 7 ***Paltechioceras oosteri* (DUMORTIER)**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Echioceras raricostatum*, Horizonte de *Paltechioceras oosteri*, Sinemuriano superior (parte superior)
- Fig. 8 **Eoderoceratidae ind.**
Cerro Palquilla, Tacna
Pliensbachiano inferior
- Fig. 9 ***Tropidoceras* sp.**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Meridiceras externum*, Horizonte de *Tropidoceras flandrini*. Pliensbachiano inferior (parte inferior)

Todos los amonites están presentados a escala real, excepto las muestras 2 y 3, las cuales están a escala 2:1.

Lámina 3

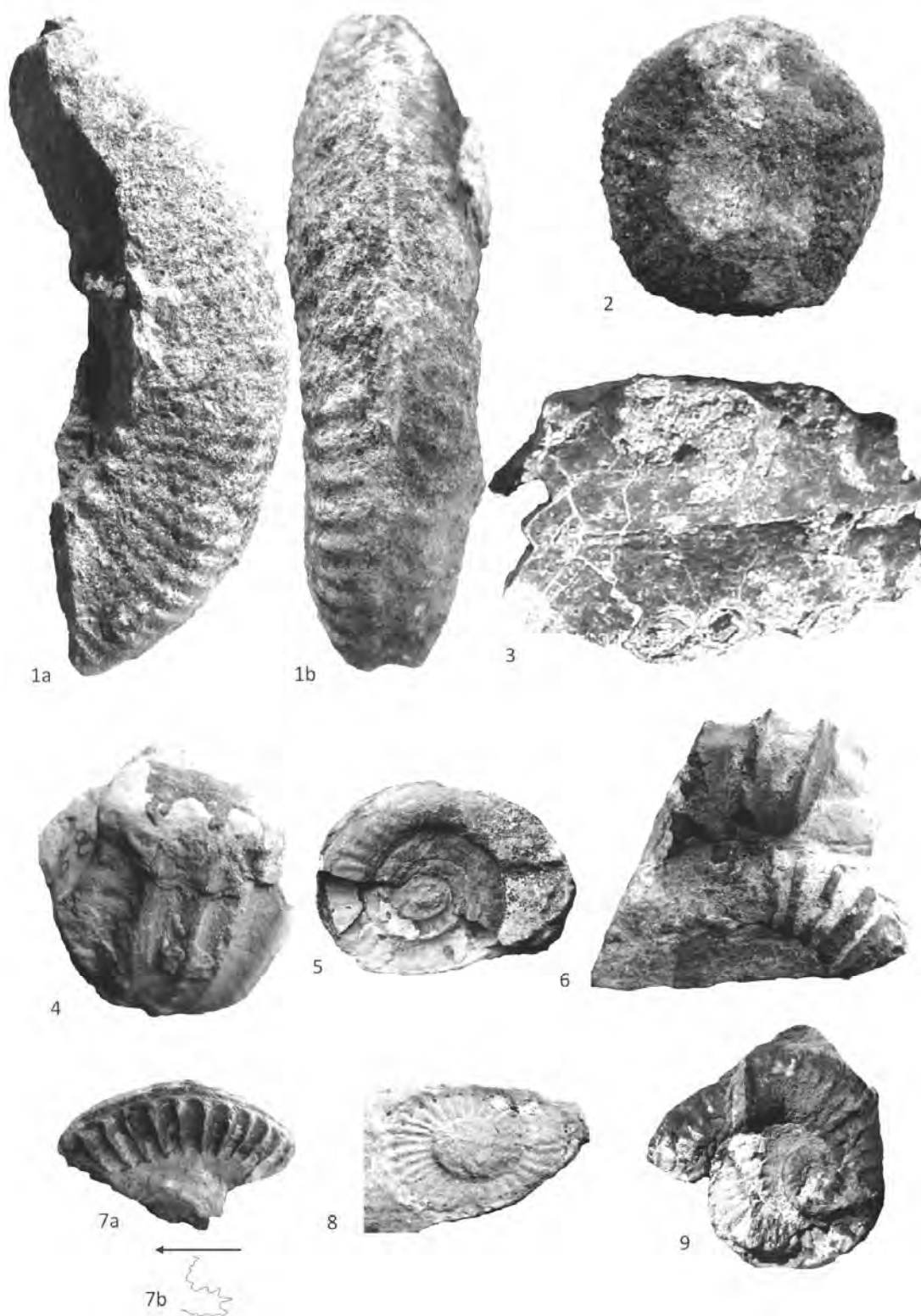


Lámina 4

- Fig. 1 ***Harpoceratoides cf. alternatus* (SIMPSON)**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Dactylioceras hoelderi*, Toarciano inferior (parte inferior)
- Fig. 2 ***Meridiceras santanderi* HILLEBRANDT, 2006**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Meridiceras externum*, Horizonte de *Meridiceras santanderi*, Pliensbachiano inferior (parte media)
- Fig. 3 ***Dubariceras crassum* HILLEBRANDT, 2006**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Meridiceras externum*, Horizonte de *Dubariceras latidorsale*, Pliensbachiano inferior (parte media)
- Fig. 4 ***Peronoceras* ex gr. *P. verticosum* (BUCKMAN)**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Harpoceras bifrons*, Subzona de *P. pacificum*, Toarciano inferior (parte superior)
- Fig. 5 ***Tropidoceras* sp.**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Meridiceras externum*, Horizonte de *Tropidoceras flandrini*. Pliensbachiano inferior (parte inferior)
- Fig. 6 ***Pleydellia* sp.**
Cerro Palquilla, Tacna
Zona de *Pleydellia fluitans*, Toarciano superior (parte superior)

Todos los especímenes están presentados a escala real.

Lámina 4



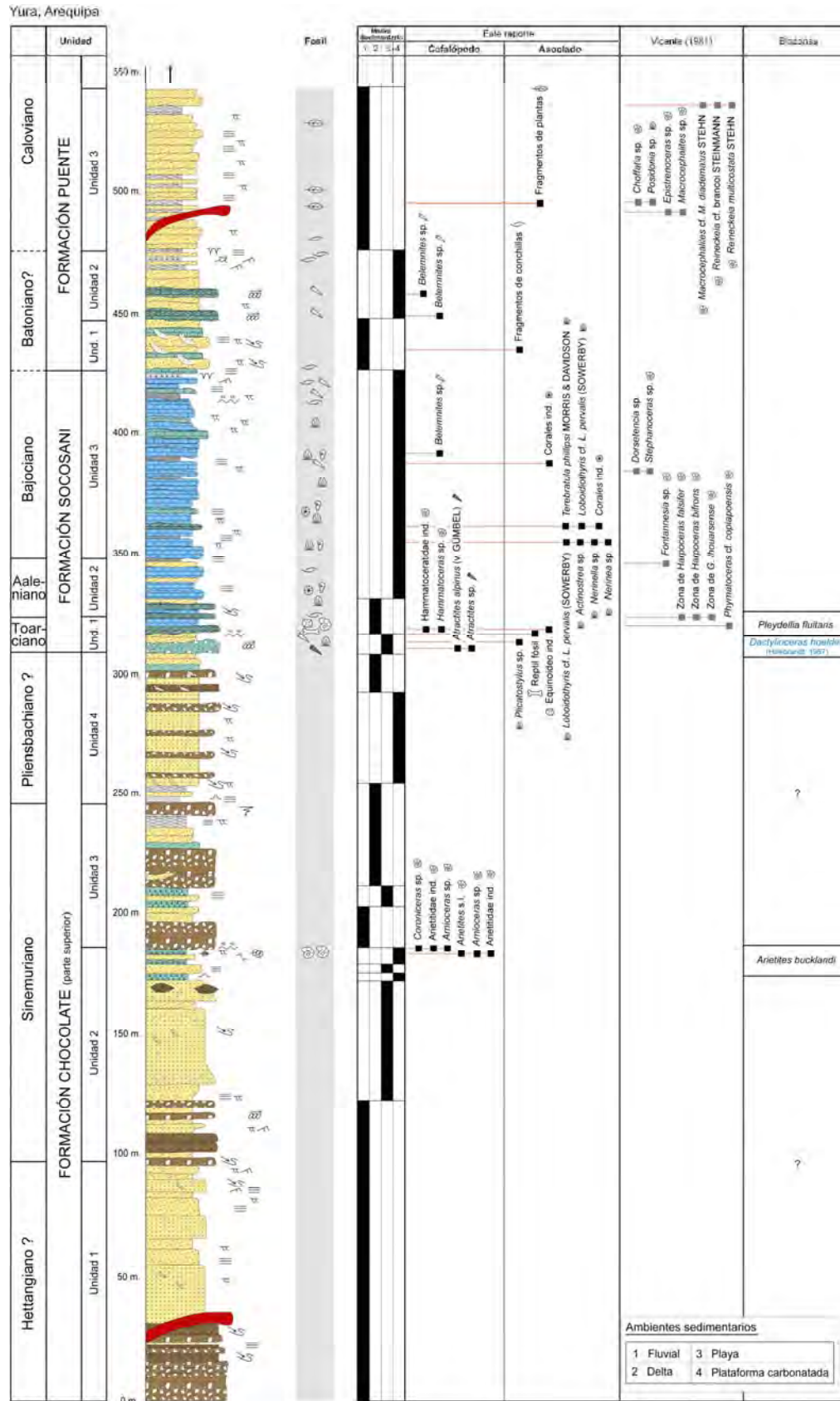


Fig. 5.5.- Biozonas en el cerro Yanacoto y quebrada El Burro (Yura, Arequipa).

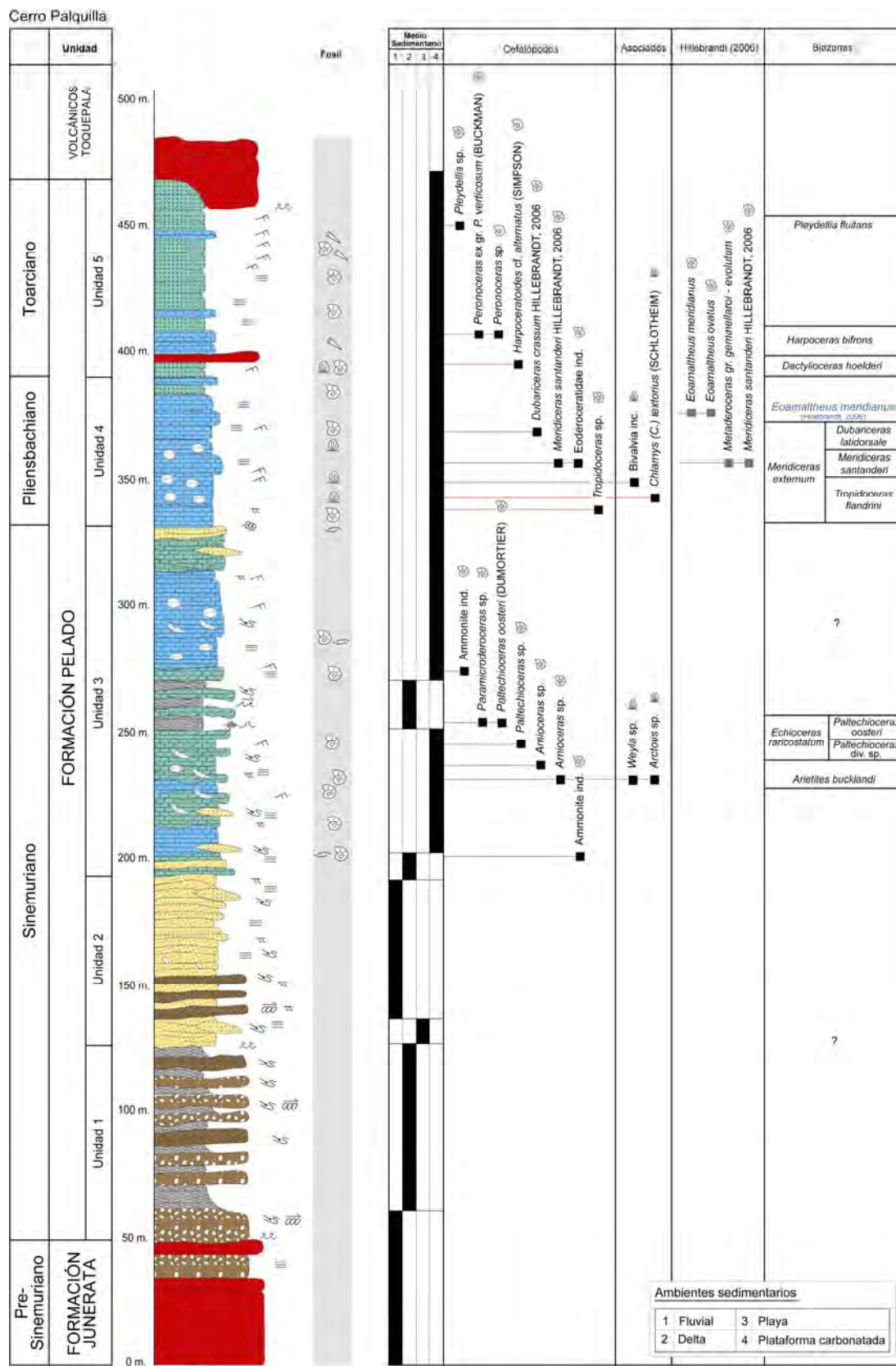


Fig. 5.6.- Biozonas en el cerro Palquilla (Tacna).

5.5. Referencias en Paleontología de Amonites, biozonación

- Álvarez, P. (1996).- Los depósitos triásicos y jurásicos de la Alta Cordillera de San Juan. Dirección Nacional del Servicio Geológico Argentino, Anales Nº 24; p. 59-137.
- Arkell, W., Furnish, W., Klummel, B., Miller, A., Moore, R., Schindewolf, O., Sylvester-Bradley, P. & Wright, C. (1957).- Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea; 490 p.
- Bown, P., Morton, N. & Lees, J. (2007).- Newsletter 34 (1). International Subcommission on Jurassic Stratigraphy. Newsletter Nº 34 (1); 72 p.
- Escobar, T. (1980).- Paleontología y bioestratigrafía del Triásico superior y Jurásico inferior en el área de Curepto, Provincia de Talca. Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile, Nº 35; 38 p.
- Hillebrandt, A. v. (1981).- Kontinentalverschiebung und die paläozoogeographischen Beziehungen des südamerikanischen Lias. Geol. Rundschau, Vol. Nº 70, Nº 2; p. 570-582.
- Hillebrandt, A. v. (1987).- Liassic ammonite zones of South America and correlations with other provinces. En: Volkheimer, W. (Ed.), Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico en América del Sur, Mendoza; p. 111-157.
- Hillebrandt, A. v. (2002).- Amoniten aus dem oberen Sinemurium von Südamerika. Revue de Paléobiologie, Vol. 21, Nº 1; p. 35-147.
- Hillebrandt, A. v. (2006).- Ammoniten aus dem Pliensbachium (Carixium und Domerium) von Südamerika. Revue de Paléobiologie, Vol. 25, Nº 1; p. 1-403.
- Krymholts, G., Mesezhnikov, M. & Westermann, G. (1988).- The Jurassic Ammonite Zones of the Soviet Union. Transactions, Vol. 10; 116 p.
- Morton, N. & Bown, P. (2004).- Newsletter Nº 31. International Subcommission on Jurassic stratigraphy. International Union of Geological Sciences; 34 p.
- Neige, P. & Rouget, I. (2002).- Les ammonites du Toarcien de Chantonay (Vendée, France): analyse paleontologique, biostratigraphie et réflexion sur les Hildoceratinae. Geodiversitas, Vol. 24(4); p. 795-784.
- O'Dogherty, L., Sandoval, J., Bartolini, A., Bruchez, S., Bill, M. & Guex, J. (2006).- Carbon-isotope stratigraphy and ammonite faunal turnover for the Middle Jurassic in the Southern Iberian palaeomargin. Elsevier, Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, Vol. 239; p. 311-333.
- Page, K. (2003).- The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. Geological Survey of Denmark and Greenland, Bol. 1; p. 23-59.
- Quinzio, L. (1987).- Stratigraphische Untersuchungen im Unterjura des Südtails der Provinz Antofagasta in Nord-Chile. Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen, Vol. A/Serie 87; 112 p.
- Reza, M. (2003).- Biostratigraphy, Lithostratigraphy, ammonite taxonomy and microfacies analysis of the Middle and Upper Jurassic of the northeastern Iran. Tesis doctoral, Universidad de Würzburg; 209 p.
- Riccardi, A. (1984).- Las asociaciones de amonitas de Jurásico y Cretácico de la Argentina. Actas Noveno Congreso Geológico Argentino, Nº 4; p. 2-9.
- Riccardi, A., Damborenea, S., Manceñido, M. & Ballent, S. (1988).- Hettangiano y Sinemuriano marinos en Argentina. Actas V Congreso Geológico Chileno, Nº 2; p. 359-373.
- Riccardi, A., Damborenea, S., Manceñido, M. & Ballent, S. (1991).- Hettangian and Sinemurian (Lower Jurassic) biostratigraphy of Argentina. Journal of South American Earth Sciences, Nº 4, Vol. 3; p.159-170.
- Riccardi, A., Leanza, H., Damborenea, S., Manceñido, M., Ballent, S. & Zeiss, A. (2000).- Marine Mesozoic Biostratigraphy of the Neuquén Basin. Zeitschrift für Angewandte Geologie, SH 1; p. 103-108.

- Riccardi, A. (2008).- El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 63, N° 4; p. 625-643.
- Schulbert, C. (2001).- Die Ammonitenfauna und Stratigraphie der Tongrube Mistelgau bei Bayreuth (Oberfranken). Tesis doctoral, Universidad Friedrich-Alexander; 183 p.
- Seyed-Emami, K., Fursich, F., Wilmsen, M., Schairer, G. & Reza, M. (2004).- First record of Jurassic (Toarcian-Bajocian) ammonites from the northern Lut Block, east-central Iran. *Acta Geológica Polónica*, Vol. 54, N° 1; p. 77-94.
- Westermann, G., Riccardi A., Palacios O. & Rangel C. (1980).- Jurásico medio en el Perú. *Boletín N° 9*, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico; 63 p.
- Westermann, G. (1980).- Ammonite Biochronology and Biogeography of the Circum-Pacific Middle-Jurassic. *Systematics Association, Special Volume N° 18*; p. 459-498.
- Westermann, G., Hudson, N. & Grant-Mackie, J. (2000).- Bajocian (Middle Jurassic) Ammonitina of New Zealand. *New Zealand Journal of Geology & Geophysics*. Vol. 43; p. 33-57.
- Wilke, H. & Zamora, G. (2002).- Guía de Laboratorio de Ammonoideos. Universidad Católica del Norte, Facultad de Ingeniería y Ciencias Geológicas, Chile; 93 p.
- Wittman, S. (2001).- Wechselwirkungen zwischen karbonatischer und vulkaniklastischer Sedimentation auf dem jurassischen Vulkanbogen in der chilenisch/peruanischen Küstenkordillere (Südamerika). Tesis doctoral, Universidad Técnica de Berlín; 180 p.
- Yazykova, E. (2004).- Ammonite biozonation and litho-/chronostratigraphy of the Cretaceous in Sakhalin and adjacent territories of Far Russia. *Acta Geológica Polónica*, Vol. 54, N° 2; p. 273-312.

CAPÍTULO 6

INTERPRETACION DE SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS Y ANALISIS ESTRATIGRÁFICO SECUENCIAL

6.1. INTRODUCCIÓN

Las secciones estratigráficas han sido analizadas e interpretadas de acuerdo a sus ambientes sedimentarios, tanto individualmente y como parte de todo un sistema deposicional. La acumulación de sedimentos marinos está fuertemente controlada por los cambios eustáticos, subsidencia tectónica y efectos climáticos que tienen injerencia en la producción de sedimentos a nivel de cuenca. Estos conceptos están relacionados uno del otro mediante modelos, que están centrados alrededor de una curva de fluctuaciones del nivel base, los que describen cambios en el espacio de acomodación (Catuneanu, 2002). La relación entre la sedimentación y esta curva de línea base controla las tendencias regresivas y transgresivas, marcando los sistemas encadenados (cortejos) y eventuales límites secuenciales.

6.2. LOCALIDAD DE YURA

Se analizó e interpretó la columna estratigráfica de Yura (Fig. 6.1) donde se muestra a las formaciones Chocolate, Socosani y parte basal de la Formación Puente. Posteriormente se hizo la interpretación de los respectivos cortejos sedimentarios definidos en esta sección estratigráfica.

Para la Formación Chocolate

Los afloramientos de la Formación Chocolate en el cerro Yanacoto evidencian evolución de medios sedimentarios que gradan desde depósitos fluviales a marinos. La Unidad 1 está compuesta por elementos arquitecturales LA (Acreción Lateral) con relleno de canales fluviales del tipo entrelazado cercanos a la fuente de origen y a la vez a la paleolínea de costa, junto a depósitos de areniscas grano decrecientes, que corresponderían al decaimiento de la energía fluvial y/o a un aumento del nivel del mar.

Esta gran sucesión está representada por un LST (Sistema Encadenado de Mar Bajo) que pasa a un TST (Sistema Encadenado Transgresivo), donde la acción de las mareas se hace cada vez más notorio y con ondulaciones. Seguidamente se interpreta un mrs (superficie de máxima regresión) y un TST (Sistema Encadenado Transgresivo) donde se observa que la energía fluvial decrece o empieza a retrogradar.

La Unidad 2 consiste en su parte basal de elementos LA (Acreción Lateral) intercalados con GB (Barras de Gravas), siendo esto interpretado como canales fluviales en lóbulos a manera de cuñas, algunos como lentes conglomerádicos y arenosos, a su vez otros a manera de barras de arena. Se tiene gruesas capas de arena que son interpretadas como barras de playa. En la parte superior empieza la influencia marina es resaltante, presentando depósitos prodeltaicos, con indicios de formación una plataforma carbonatada, con amonites de la zona de *Arietites bucklandi*. La morfología de estos fósiles consiste de caracteres finos, discoidales, pequeños, de buena adaptación a la natación rápida en considerable espesor de columna de agua. En este contexto sedimentario quedan también registrados cenizas volcánicas, provenientes del arco volcánico, que está situado hacia el oeste (Soler, 1991).

En términos de estratigrafía secuencial, esta unidad empieza con un RST (Sistema Encadenado Regresivo), indicando que la zona de aportes ha sufrido un rejuvenecimiento, así como una nueva retrogradación de medios fluviales; teniendo seguidamente un FSST (Sistema Encadenado de Bajada Eustática) algunas decenas de metros encima de ésta; interpretación que es asumible por las bases erosivas y tendencia gradacional normal debido a la bajada del nivel del mar (Plint & Nummedal, 2000).

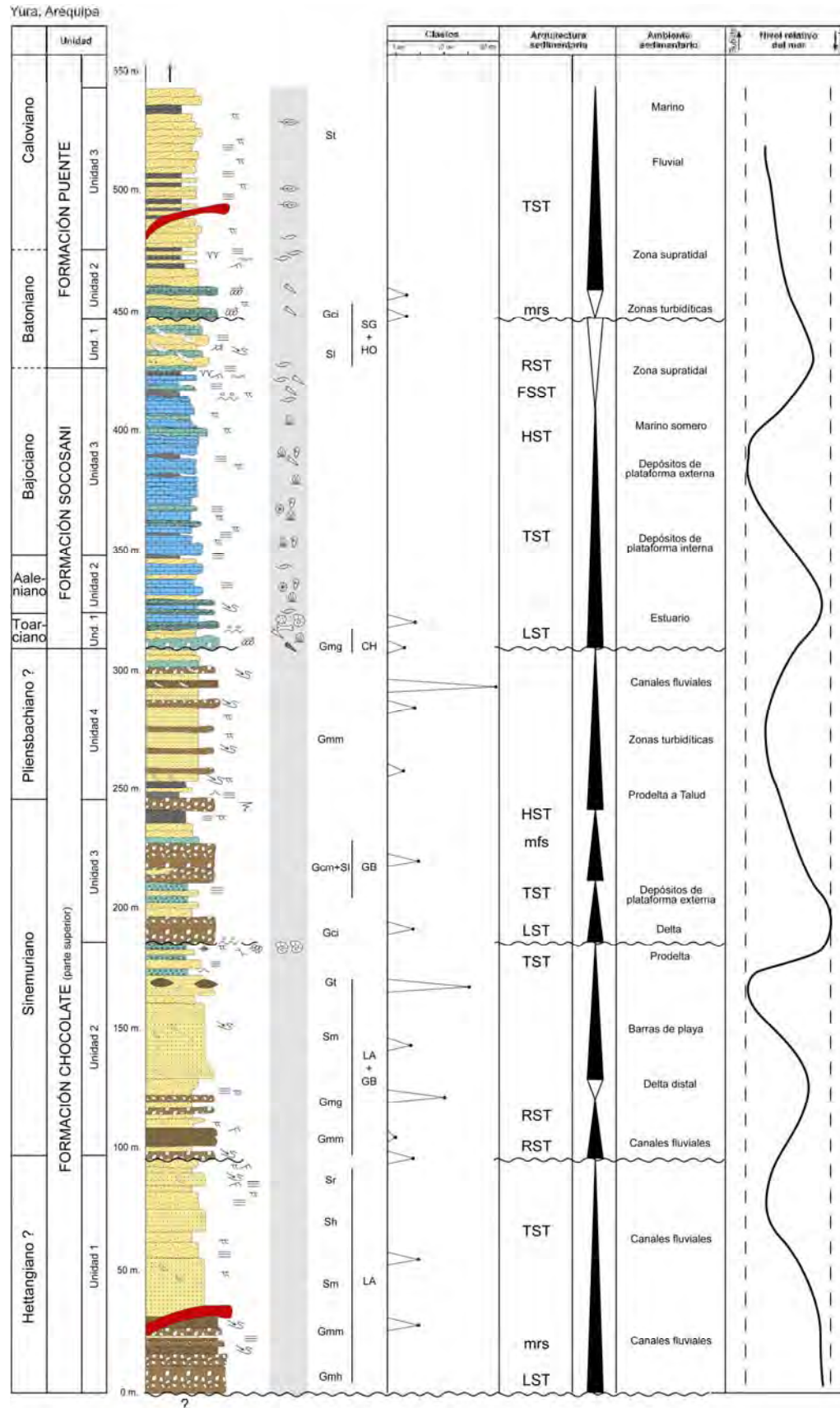


Fig. 6.1.- Los medios sedimentarios en Yura y su interpretación estratigráfico secuencial.

Nuevamente se tiene una granodecrecencia de RST (Sistema Encadenado Regresivo), donde empieza una gran tendencia transgresiva de un TST (Sistema Encadenado Transgresivo). Allí la influencia marina se opone a las corrientes fluviales formando barras de arenas y algunos canales conglomerádicos. En la parte final de la unidad se tiene depósitos de prodelta, donde está la plataforma carbonatada que apenas se forma durante el Sinemuriano.

La Unidad 3 muestra intercalaciones de elementos arquitecturales GB (Barras de Gravas) y CH (Depósitos de Canal) en depósitos tabulares y como lentes sedimentarios, además algunos canales de areniscas son incluidos en la sucesión. Estos depósitos tienen tendencia a una ligera profundización marina algunos niveles finos carbonatados y lutitas con estructuras de escape de agua, intercalados con capas potentes de conglomerados GB (Barras de Gravas) con algunos remanentes de cenizas volcánicas entre sus clastos.

Estos depósitos se interpretan como de origen deltaico en un patrón de acomodamiento representado por un LST (Sistema Encadenado de Mar Bajo), donde los aportes carbonatados nuevamente toman lugar en un TST (Sistema Encadenado Transgresivo). Termina esta unidad con ocurrencia de sedimentos más finos con escapes de agua, allí se interpreta un mfs (superficie de máxima inundación) seguido de un HST (Sistema Encadenado Transgresivo).

La Unidad 4 de la Formación Chocolate es una intercalación de canales de conglomerados de origen fluvial (facies Gmm) con barras de arenas. En lo referente a la relación con la influencia marina, se asume que estos depósitos gradan de canales fluviales a ambientes de prodelta con eventos turbidíticos.

La Formación Socosani

La Formación Socosani representa una gran tendencia transgresiva, y finaliza con una corta regresión marina, comprendiendo principalmente facies carbonatadas.

La Secuencia 1 comprende ambientes sedimentarios mixtos tratándose de corrientes fluviales que llegan al mar en forma de pequeños deltas o incluso algo violenta a manera de debris flow turbidíticos, con algunos elementos CH (Depósitos de Canal), en un contexto estuarinos. Allí habitaban reptiles marinos, amonites Hildocerátidos de la biozona de *Pleydellia fluitans*, y algunos equinoideos, sugiriendo la existencia de algunos depósitos arrecifales.

En términos de estratigrafía secuencial, estos depósitos fueron formados durante un LST (Sistema Encadenado de Mar Bajo). En esta unidad se tiene el comienzo de un TST (Sistema Encadenado Transgresivo).

En la Unidad 2 el nivel del mar aumenta gradualmente en un gran TST (Sistema Encadenado Transgresivo) teniendo espesos depósitos carbonatados de mar tranquilo, con algunas barras de arena de playa. Esta tendencia transgresiva continua hasta la parte media de la Unidad 3 con depósitos carbonatados de plataforma externa. Luego en esta misma unidad, la plataforma se va somerizando junto con *Terebratula phillipsi*, *Loboidothyris* cf. *L. perovalis* (SOWERBY), *Actinostrea* sp. y *Nerinea* sp., nuevamente en plataformas carbonatadas internas junto con corales coloniales. Estos ambientes se vuelven cada vez más profundos.

Empieza seguidamente un FSST (Sistema Encadenado de Bajada Eustática); donde a partir de estos niveles se tiene una nueva regresión marina, donde se tienen ambientes supratidales con grietas de desecación.

La Formación Puente

La Unidad 1 de la Formación Puente tiene indicios de una súbita regresión marina, con depósitos conglomerádicos análogos a los elementos SG (Flujos gravitatorios de sedimentos) y HO (Hoyos de erosión sin orientación), de base erosiva.

Estos depósitos se formaron en un corto RST (Sistema Encadenado Regresivo), afectando zonas supratidales e intertidales con fragmentos de plantas y barras de arenas de playa. Se interpreta estas unidades como formadas en medios prodeltaicos, donde la base corresponde a canales de flujo de detritos submarinos con tendencia a la turbidez, y la parte superior corresponde a un ambiente marino de frente deltaico.

La Unidad 2, se interpreta como sedimentos formados luego del mrs (superficie de máxima regresión), donde seguidamente empieza un ligero TST (Sistema Encadenado Transgresivo), donde existen intercalaciones de depósitos fluviales y marinos, representado por los sedimentos de la Unidad 3.

6.3. CERRO PALQUILLA

Se eligió en Tacna a la columna estratigráfica de Palquilla como representativa de la parte sur del área de trabajo (Fig. 6.2). La información obtenida de análisis sedimentológicos, paleontológicos y estratigráficos permiten elaborar la evolución estratigráfica basado en el patrón de acomodación y control eustático.

La Formación Pelado

En el cerro Palquilla, sobre el basamento pre-sinemuriano de andesitas basálticas de la Formación Junerata, se tiene una sucesión casi completa de la Formación Pelado, las que terminan discordantemente con las rocas volcánicas del Grupo Toquepala. Las secuencias sedimentarias del cerro Palquilla han sido interpretadas desde el punto de vista paleoambiental como una evolución de medios fluviales, deltaicos y de plataformas carbonatadas. Y en términos de estratigrafía secuencial, se interpreta como una gran tendencia transgresiva, el cual comprende algunos cortos intervalos de regresiones marinas.

La Unidad 1 comprende conglomerados que corresponden a elementos arquitecturales CH (Depósitos de Canal) dispuestos a manera de lentes sedimentarios y algunos de mayor extensión. Las capas de limolitas pueden tratarse de depósitos de rebalse de canal.

Estas sucesiones son representativas de un RST (Sistema Encadenado Regresivo), seguidamente se tiene depósitos que podrían corresponder a un FSST (Sistema Encadenado de Bajada Eustática) y un consiguiente LST (Lowstand System Tract). La configuración grano-estrato-decreciente hacia la parte superior sugiere un TST (Sistema Encadenado Transgresivo) de un frente deltaico.

La Unidad 2 empieza sobre un límite erosivo con espesas barras LA (Acreción Lateral) de canales fluviales. Se interpreta estas sucesiones como la parte más distal de los procesos fluviales, donde la energía decrece casi en su totalidad. La parte superior de esta unidad esta caracterizada por sucesiones de areniscas con laminaciones oblicuas y barras de arenas, que sugieren un ambiente depositacional tidal influenciado por las corrientes fluviales. La evolución sedimentaria muestra tendencias regresivas representadas por repeticiones de RST (Sistema Encadenado Regresivo), el cual llega a un nivel último regresivo que es indicado por un LST (Sistema Encadenado de Mar Bajo).

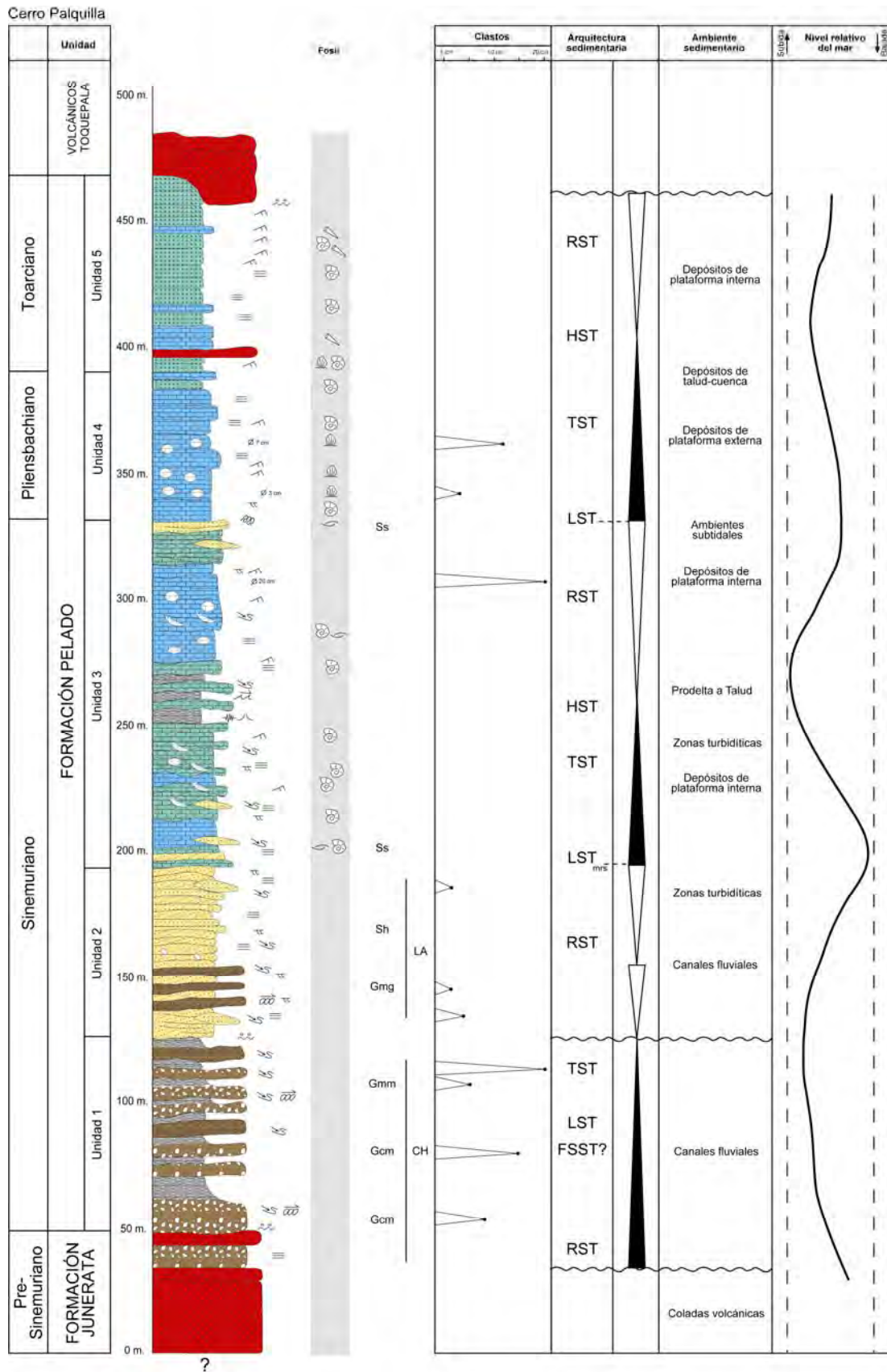


Fig. 6.2.- Interpretación de medios sedimentarios y análisis estratigráfico secuencial del cerro Palquilla.

La Unidad 3 comprende el inicio de la depositación carbonatada de modo gradual. Los depósitos arenosos fluviales-tidales evolucionan a depósitos carbonatados, mostrando un aumento del nivel del mar, representado por un TST (Sistema Encadenado Transgresivo), el cual evoluciona lentamente, puesto que la influencia de canales arenosos erosivos es abundante, algunos son turbidíticos (facies Ta, Tb de Bouma). Esta tendencia transgresiva llega a su punto máximo en el patrón de acumulamiento HST (Sistema Encadenado de Nivel Alto) con amonites del Horizonte de *Paltechioceras* div. sp. en un prodelta.

Nuevamente las plataformas carbonatadas se presentan una evolución que sugiere un RST (Sistema Encadenado Regresivo), donde el nivel del mar baja hasta tener depósitos de plataforma carbonatada interna, con algunos canales arenosos que socavan la superficie. Esta bajada eustática finaliza con barras de arena de ambientes subtidales, con alguna influencia fluvial distal a manera de pequeños canales arenosos, hasta tener un punto máximo de descenso eustático representado por un LST (Sistema Encadenado de Mar Bajo).

La Unidad 4 consiste de calizas wackestone que fueron depositadas durante un gran TST (Sistema Encadenado Transgresivo). Los depósitos son casi enteramente depósitos de plataforma carbonatada externa, conteniendo una sucesión continua de amonites *in-situ* de edad Pliensbachiano inferior, estos fósiles presentan ornamentos toscos y de tamaño considerable (ver Tabla 3 y Tabla 4), sugiriendo una plataforma somera y de amplitud restringida.

En la Unidad 5 el cambio litológico es notorio. Las calizas negras de ambientes de plataforma externa se tornan detríticos calcáreos con tendencia a la somerización. Estas sucesiones son representadas dentro de un lento RST (Sistema Encadenado Regresivo). Aquí se tiene con amonites de ambientes más someros y detríticos. En estos depósitos las formas amonoideas son de edad Pliensbachiano superior a Toarciano, siendo más grandes y presentan más ornamentación, tales como tuberculaciones toscas (ver Tabla 4). Las sucesiones de la Unidad 5 terminan en contacto discordante con las rocas volcánicas del Grupo Toquepala.

6.4. LAS CURVAS EUSTÁTICAS EN LA CUENCA AREQUIPA

Vail et al. (1977) y Haq et al. (1987) fueron los primeros en presentar modelos de ambientes depositacionales, en los cuales demostraron que su patrón de sedimentación está relacionado a las variaciones del nivel del mar, elaborando curvas estándares que representan las variaciones del nivel marino a nivel global. Respecto al relleno sedimentario, el modo de sedimentación brinda información de los diferentes episodios que interactuaron en una cuenca, a través del análisis de las facies sedimentarias (lito, bio y cronoestratigrafía), siendo una pieza fundamental de la interpretación eustática.

A nivel de cuenca, tanto en Yura como en Palquilla y en todas las localidades que involucran el acomodamiento de sedimentos en la cuenca Arequipa (Fig. 7.1, Fig. 7.6), se nota una gran tendencia transgresiva (Fig. 6.3), desde tiempos hettangianos? o pre-sinemurianos, donde se interpreta algunos intervalos regresivos durante el Sinemuriano, Toarciano y Batoniano, y coinciden con las grandes etapas de distensión tectónica reportadas hasta el momento (Sempere et al., 2005; Vicente, 2005, 2006; Carlotto et al., 2009).

Las etapas reportadas, corresponderían al de una gran transgresión, con cortos intervalos regresivos. Estas variaciones regresivas están registradas probablemente desde el Hettangiano.

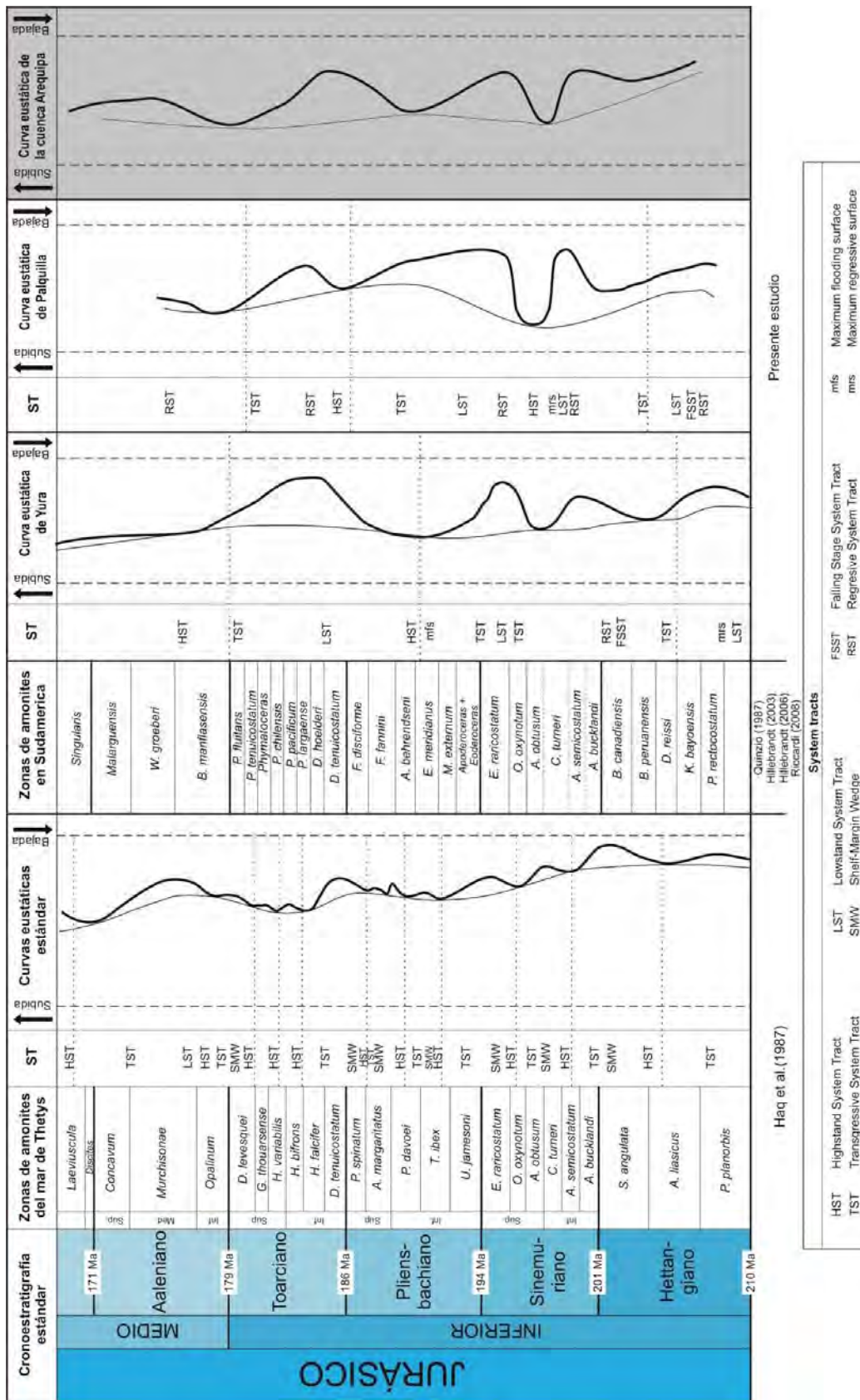


Fig. 6.3.- Comparación de relaciones eustáticas estándares y las elaboradas para el Jurásico inferior a medio de la cuenca Arequipa. Biozonas estándares de amonites versus las reportadas en Sudamérica. Las curvas eustáticas presentan semejanzas con las estándares.

Durante el Sinemuriano: y finales del Pliensbachiano, tanto en Yura, como en Palquilla, se presentaron tendencias transgresivas, donde en la parte más cercana a la línea de costa (Yura y Alto Meadero en Moquegua, Fig. 7.4) se encuentran niveles conglomerádicos con influencia marina.

En la parte de Palquilla esta etapa estaría representada y correlacionada con algunos pulsos conglomerádicos y arenosos y carbonatados de gran extensión. Esta interpretación es factible debido a la poca profundidad de en este sector de la cuenca, y que hasta el momento es corroborada con evidencias paleontológicas (Fig. 4.32) y sedimentarias (Fig. 4.33). Se interpreta además una tectónica expansiva durante el Sinemuriano, actividad que produjo la formación de depósitos carbonatados someros.

El Pliensbachiano: en toda la cuenca esta representado como una bajada del nivel del mar, el cual provocó la exposición de la acumulación sedimentaria. Además, los afloramientos que corresponderían a las rocas volcánicas del arco Chocolate y el alto estructural correspondiente al Basamento Precámbrico también sufrieron parte de erosión.

Durante el Toarciano: tienen lugar en la parte más occidental (Alto del Meadero en Moquegua y Yura en Arequipa) ligeras etapas regresivas, representados por conglomerados que invaden terrenos estuarinos. Haciendo una correlación en cronología, en Palquilla, en estos mismos niveles se evidencia una tendencia a la somerización, con limolitas calcáreas y mayor cantidad de amonites con características de hábitat somero. En Palquilla, las sucesiones reportadas llegan al Toarciano superior; sin embargo en Yura, se tiene descritas las sucesiones hasta el límite Batoniano-Caloviano, donde se reporta allí de igual modo una pequeña regresión marina (Fig. 6.1, Fig. 6.2).

A finales del Toarciano: las plataformas carbonatadas han sido de igual modo someras hasta que comienza una subida del nivel del mar a partir del Aaleniano, transgresión que afectó en mayor proporción a las localidades ubicadas en la parte este de la cuenca Arequipa, sepultando a los depósitos sedimentarios precedentes con niveles carbonatados.

CAPÍTULO 7

COMPARACIÓN ESTRATIGRÁFICA, SEDIMENTARIA Y PALEOGEOGRAFÍA

7.1. INTRODUCCIÓN

La estratigrafía como ciencia, estudia e interpreta los procesos genéticos que están registrados en las rocas sedimentarias con el fin de conocer la naturaleza, origen y disposición de las rocas estratificadas, así como la correlación y el ordenamiento cronológico a nivel regional e interregional. Por lo general, dos o más lugares próximos pueden sufrir historias geológicas distintas, de manera que el registro sedimentario puede diferir entre sí. Por tal motivo, las columnas estratigráficas levantadas en la zona de estudio se sometieron a diferentes métodos de correlación con el fin de tener la certeza que tratamos con la misma unidad estratigráfica.

Con esta perspectiva, se han elaborado modelos paleoambientales y cronoestratigráficos interpretativos para las facies sedimentarias en la cuenca Arequipa durante el Jurásico inferior. Se toma como base la disposición del arco volcánico y el aporte de sedimentos a la cuenca, en términos espaciales (lugar y tiempo) y de facies sedimentarias (Fig. 7.1, Fig. 7.2 y Fig. 7.3).

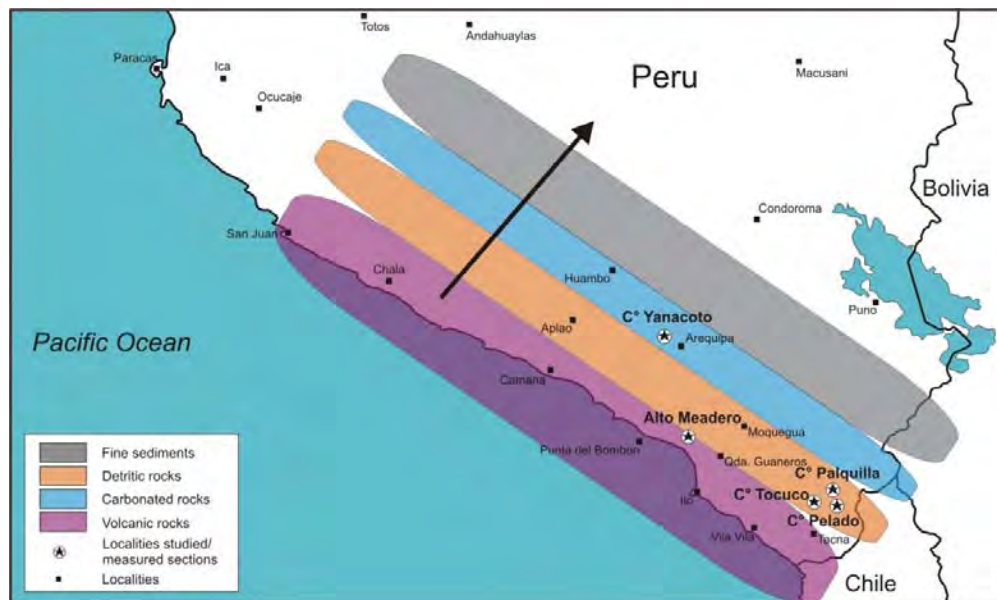


Fig. 7.1.- Representación esquemática de la variación de facies presentes en la cuenca Arequipa durante el Jurásico inferior. Las facies sedimentarias evolucionan, desde el aporte volcánico primario en primera instancia, hasta la sedimentación fina hacia el este. Los procesos sedimentarios rellenaron la cuenca en su totalidad después del vulcanismo del Arco Chocolate. Los conos volcánicos han sido erosionados desde el tiempo de su emisión.



Fig. 7.2.- Perfil de la cuenca Arequipa, nótese la diferencia de profundidades en la cuenca, realizado en base a las columnas estratigráficas y presencia de amonites (modificado de Vicente, 2005). Los primeros fallamientos sinsedimentarios empiezan en el Sinemuriano.

7.2. CORRELACIÓN CRONOESTRATIGRÁFICA MEDIANTE AMONITES

En la cuenca Arequipa se tiene precisado la edad de las sucesiones sedimentarias con amonites (principalmente). Por tal motivo, tentativamente podemos partir de pisos comprendidos desde el Sinemuriano al Caloviano, edades que están presentes en las columnas estratigráficas del cerro Yanacoto en Yura y Alto del Meadero en Moquegua, como caracteres en común que sirven para una correlación bioestratigráfica, y comparables con las localidades de Tacna.

Si seguimos una línea de tiempo común para la mayoría de las sucesiones sedimentarias en las localidades estudiadas tendríamos bioestratigráficamente bien registrado el Jurásico inferior, puesto que la presencia de amonites en aquel tiempo fue relativamente abundante, esto es debido al paso que hubo entre el mar de Thetys y el Océano Pacífico (Hillebrandt, 1981; Krymholts et al., 1988), por lo tanto se pudo obtener un buenas líneas de tiempo (Fig. 7.3).

En Alto del Meadero se tiene una agrupación de reineckeidos tales como *Reineckeia* cf. *R. paucicostata* TORNQUEST, *Reineckeia anceps* (REINECKE), que caracterizan el Caloviano, están presentes en areniscas muy finas a limolíticas con delgadas intermitencias carbonatadas.

En la sección estratigráfica de cerro Yanacoto en Yura se tiene registros de arietítidos, tales como *Arietites* s.l., *Arnioceras* sp. y *Coroniceras* sp., además de otros amonites sinemurianos, siendo parte de la biozona de *Arietites bucklandi*, de edad Sinemuriano inferior. Así mismo en el cerro Palquilla tenemos varios ejemplares de amonites *Arnioceras* sp. de la zona de *Arietites bucklandi* del Sinemuriano inferior. Esta línea de tiempo se extiende desde Yura.

En Palquilla *Paramicroderoceras* sp. y *Paltechioceras* sp. corresponden al Sinemuriano medio, y están contenidos en la zona de *Echioceras raricostatum*, éstos últimos están registrados junto a estructuras de deformación sinsedimentaria del mismo modo que en el cerro Yanacoto en Yura, aunque en Yura, este tipo de estructuras que produce el tectonismo se produjo tiempo antes, refiriéndonos a la parte superior del Sinemuriano inferior.

Además, se tiene trazado una línea de tiempo adicional común para Yura y Palquilla, se trata de la zona de *Pleydellia fluitans* de la parte superior del Toarciano superior. En Yura, esta línea está ubicada en conglomerados de matriz carbonatada de ambientes estuarinos, y en Palquilla esta línea está posicionada en limolitas calcáreas con laminaciones oblicuas.

Respecto a la batimetría, se ve claramente que en la parte este de la cuenca (Palquilla) se tiene organismos que han sido adaptados a condiciones relativamente menos someras en relación a la parte oeste (Yura), aunque en Palquilla se evidencia extensas plataformas carbonatadas someras. Estas observaciones son basadas principalmente en la ornamentación tosca, la cual es diferente que las especies reportadas en la parte este de la cuenca, los cuales presentan ornamentación más fina. Refiriéndonos exclusivamente a la morfología de amonites, se puede afirmar que la evolución de estos organismos se interpreta como una adaptación de aguas someras a aguas un poco más profundas. A grandes rasgos, se observa que los amonites de aguas más someras conservan ornamentos más protuberantes y toscos; de modo contrario a los habitantes de aguas menos someras, quienes poseen ornamentos y costillaje fino, a la vez su caparazón es más angosta. Estas morfologías son de utilidad para la hidrodinámica de cada familia (Klug & Korn, 2004).

El modo de interactuar de estos organismos con el medio sedimentario es particular, debido a que estos organismos interactuaron en un medio sedimentario formado en etapas de apertura de cuenca (distensión tectónica), con amplia presencia de turbidez a distintas profundidades de la

cuenca. Por lo tanto la interacción con estructuras de deformación y episodios conglomerádicos es común. A la vez, estas características son comparables con otras cuencas jurásicas y cretácicas más al sur del continente sudamericano (Argentina y Chile); el cual en estos sectores se muestra evidencias de turbulencias submarinas que someten a los amonites tanto en el momento de su sepultamiento, como en su hábitat (Olivero, 2007).

Cabe resaltar que debido a diversos procesos sedimentarios, se tiene algunos fósiles que no corresponden a su medio ambiente, tanto en cuanto se refiere a su edad geológica respecto a los estratos que lo contienen; tal es el caso de fósiles en clastos aislados (a manera de nódulos), siendo estas evidencias más concurrentes en depósitos carbonatados. Estas son evidencias de un retransporte post-mortem. Reconociendo estas situaciones, se puede tener un control detallado en la sucesión correcta de los estratos y el ordenamiento estratigráfico.

7.3. CORRELACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA Y CORRESPONDENCIA DE FACIES SEDIMENTARIAS

En cronología y en correlación faciológica, las unidades sedimentarias de las formaciones Pelado, San Francisco y Ataspaca son similares a los estratos de las formaciones Chocolate, Socosani y Puente (Vicente, 1981). Similar apreciación fue reportada por Monge & Cervantes (2000), donde extienden la nomenclatura de los depósitos jurásicos de Arequipa hasta los límites cercanos a la frontera con Chile.

Teniendo en cuenta estas apreciaciones y de acuerdo a nuevas observaciones, es que elaboramos una línea de máxima transgresión sucedida en tiempos calovianos-batonianos como nivel de referencia. Estos grandes cambios del nivel del mar, son interpretados de las columnas estratigráficas de Yura y Alto del Meadero en Moquegua, y también de las presentadas además de Tacna (cerro Palquilla y Pelado). Esta línea es una referencia para correlacionar la estratigrafía y las facies sedimentarias (Fig. 7.3), puesto que una línea transgresiva es de extensión regional, y es considerado como la línea de referencia principal (Fig. 7.3, línea a). Ésta nos indica el tope la formación de las unidades carbonatadas de la cuenca Arequipa. Hasta esta línea se tiene indicado el nivel máximo transgresivo, y presenta tendencias a formación de carbonatos de las formaciones Socosani-San Francisco (polígonos de coloración celeste).

El espesor de estas secuencias carbonatadas varía, porque los puntos estudiados en esta tesis, representan la parte occidental de la cuenca Arequipa, y las zonas erosionadas son desiguales dependiendo de los altos estructurales. Se tiene en el extremo oeste a la sección de Alto del Meadero (Fig. 7.3, Foto A), donde se interpreta es la parte más cercana al arco volcánico. Allí se nota una insipiente en la formación de plataformas carbonatadas coralinas, depósitos que demuestran un gran incremento en los espesores de rocas carbonatadas cuando las facies se dirigen al este (donde se ubican actualmente los cerros Pelado, Palquilla) y representan las partes más distales de la zona de estudios (Fig. 7.3, Foto B).

Dichas correspondencias son comparables a lo largo de toda la cuenca; donde se observa la primera transgresión marina durante el:

Sinemuriano: evento interpretado dentro de un contexto de apertura de cuenca y consiguiente invasión marina (Fig. 7.3 b-c). En ambas localidades se observan estructuras tales como sismitas, deformaciones en pendiente de talud y escapes de agua, evidencias que son interpretadas como inicio de actividad tectónica muy fuerte, teniendo como resultado la formación de una incipiente plataforma carbonatada desde Yura hasta Palquilla. Para estos tiempos están presentes amonites de la Zona de *Arietites bucklandi* en Yura y también en Palquilla. Para niveles superiores se cuenta con la presencia de la zona de *Echioceras raricostatum* del Sinemuriano superior, siendo Palquilla

la localidad más dispuesta a la depositación de carbonatos en comparación con los depósitos de Yura.

Pliensbachiano: continuando con la comparación de los registros sedimentarios de Yura y Palquilla, en Yura se tiene sedimentos conglomerádicos y fluviales cercanos a la línea de costa, las que en una correlación de facies hacia el este (zona de Palquilla), se observa la formación una plataforma carbonatada y desarrollo completo durante el intervalo Pliensbachiano-Toarciano, conteniendo a la zona de *Meridiceras externum* con los horizontes de *Tropidoceras flandrini*, *Meridiceras santanderi* y *Dubariceras latidorsale*.

Toarciano: la parte basal del Toarciano esta registrado con varios ejemplares de *Harpoceratoides* cf. *alternatus* (SIMPSON) de la biozona *Dactyloceras hoelderi*, biozona que se extiende desde Yura. En este nivel se puede ver claramente como las facies conglomerádicas de matriz carbonatada de Yura están destruyendo a la extensa plataforma carbonatada instalada en la parte este de la cuenca (Tacna), donde las calizas siguen siendo de aguas muy someras, pero de gran extensión lateral.

Los amonites *Peronoceras* ex gr. *P. verticosum* (BUCKMAN) y *Peronoceras* sp. de la biozona de *Bifrons* están registrados en Palquilla. En Yura, aun no se tiene reportes de ejemplares que estén comprendidos en esta biozona, posiblemente a las condiciones de sedimentación. Estas diferencias en la depositación se dan posiblemente a las condiciones paleogeográficas que dominaban en el área, y a la morfología de la cuenca, donde ésta tiende a profundizarse hacia el este (Fig. 7.1).

Durante el Toarciano superior, tanto en Yura como en Palquilla, se tiene registrada a la zona de *Pleydellia fluitans*, donde también se ve claramente la variación de facies, teniendo en Yura conglomerados de destrucción de plataforma con depositación carbonatada, en el principio de lo que correspondería una gran transgresión marina. En Palquilla, estratos del mismo tiempo consisten de una amplia plataforma carbonatada de calizas arenosas, con amonites de forma globular.

La correspondencia de facies sedimentarias mostradas en la está formulada de acuerdo a la disposición geográfica de los afloramientos en la cuenca Arequipa y sus paleorelieves.

Podemos ver que estas facies tienen variaciones laterales (Fig. 7.3), donde la correspondencia de las facies en esta cuenca demuestra que no existe profundización. La morfología de los amonites sugiere adaptación a los distintos medios que existen en la cuenca, y en Palquilla, la morfología corresponde a especies de poca adecuación hidrodinámica.

La erosión del Arco Volcánico Chocolate es continua desde sus inicios hasta su erosión-reemplazo en el Jurásico inferior o medio, en el cual ya se tiene espacio considerable para que la cuenca pueda ser rellenada. Esta erosión conlleva aportes sucesivos a la cuenca que varían sedimentológicamente a lo largo de distancias considerables. En este caso la zona de Tacna (localidades de Palquilla, Pelado y Tocuco) presentan facies de ambientes totalmente pelágicos (Fig. 7.1, Fig. 7.2).

7.4. CORRELACIÓN ALOESTRATIGRÁFICA

Se trata de discontinuidades usadas como límites, las cuales incluyen superficies de erosión, marine flooding surfaces (mfs), niveles de tobas, tempestitas y hasta niveles de turbiditas con fósiles utilizados como marcadores de tiempo.

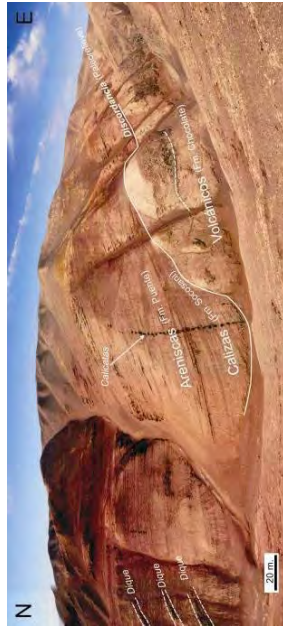


Foto A

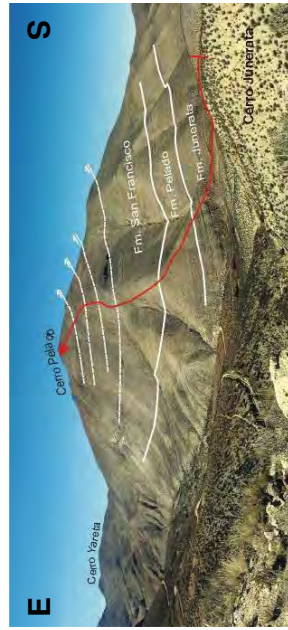
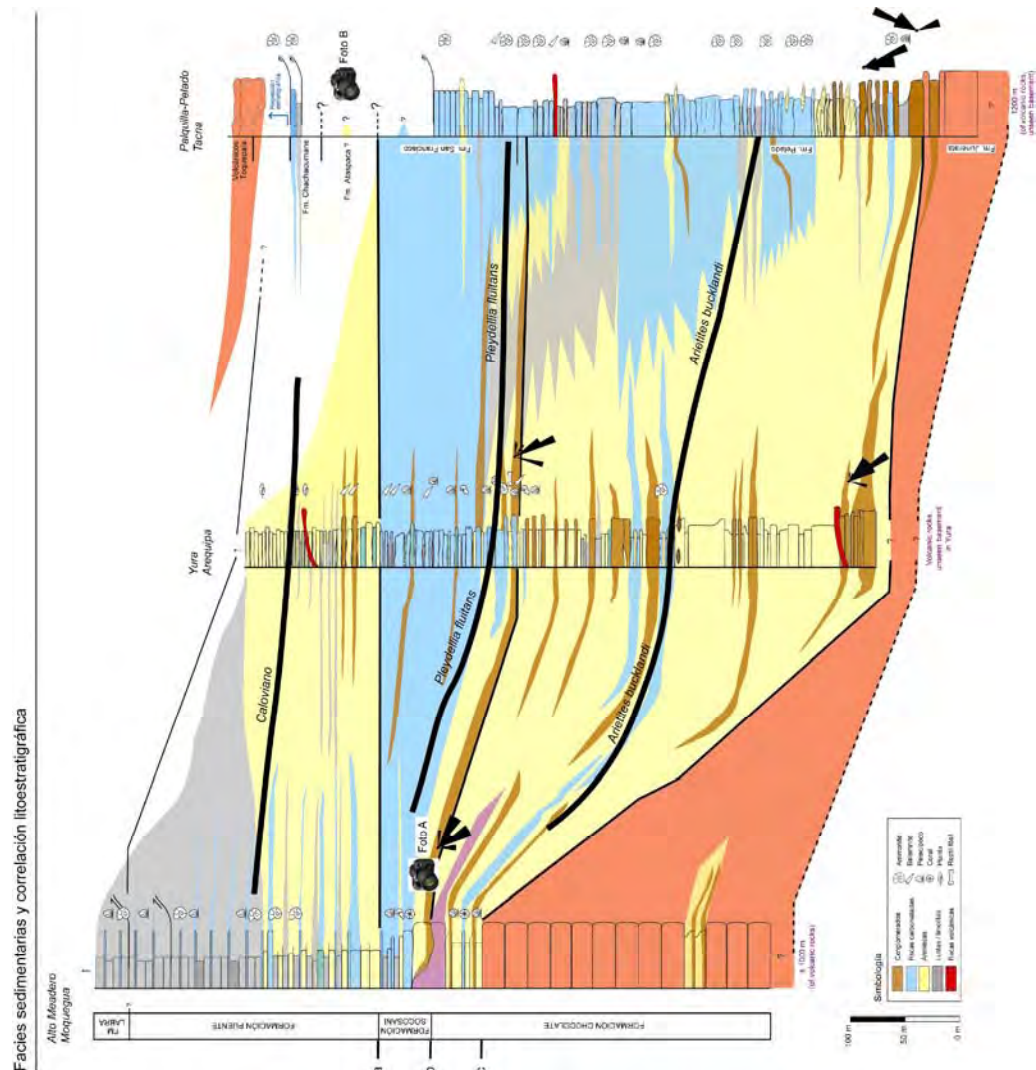


Foto B

Fig. 7.3.- Facies sedimentarias y correlación litoestratigráfica de Alto del Meadero, Yura y las localidades del Sur de Perú. Véase la ubicación de las columnas estratigráficas en la Fig. 6.1. Se toma como base de referencia para la correlación a la línea **a**, ya que representa el final de la formación de plataformas carbonatadas. La línea **b**, indica una base erosiva producida por conglomerados en el inicio de las formaciones Socolana-Yura. La línea **c**, indica la división entre la parte sedimentaria de la Formación Chocolate y las rocas volcánicas. Entre las líneas **b** y **c**, se tiene el inicio de la formación de una protoforma carbonatada, el cual muestra indicios sedimentarios de tectónica distensiva de apertura de cuenca. En la Foto A se observa el contacto erosivo entre las formaciones Chocolate y Socolana (Acosta & Alván, 2008); y en la Foto B se muestra fallas inversas produciendo omisión y repetición de estratos.



En la cuenca Arequipa, se tiene registrada una gran discordancia en el intervalo Chocolate-Socosani representado en las columnas estratigráficas en Alto del Meadero y Yura, así como también en los cerros Palquilla y Pelado, considerando al intervalo Junerata-Pelado.

La zona de Alto Meadero se tomó como punto de partida para una correlación aloestratigráfica, puesto que esta zona es la más distal respecto al origen de los aportes a la zona más profunda de la cuenca. La discontinuidad es apreciable en casi toda la cuenca, manifestando una variación en la pendiente y engrosamiento de espesores de los aportes de oeste a este. De igual modo, respecto al aporte carbonatado, se tiene una variación en el espesor de las plataformas carbonatadas en la cuenca (Fig. 7.3).

De igual modo, esta misma configuración ocurre en la localidad de Yura, y también en los cerros Palquilla y Pelado. Los depósitos conglomerádicos nos evidencian cambios fuertes en la tectónica, muchos de ellos están representados por grandes conos aluviales que son comparables en similitud estratigráfica y en tiempo, a lo largo de la franja costanera del sur de Perú. Esta referencia esta representada en la línea **a** de la Fig. 7.3.

En Alto del Meadero, los conglomerados presentan imbricación con tendencia al sureste principalmente, sus clastos derivan de la erosión del arco volcánico, y son sub-angulosos, la fuente de origen esta muy cerca al sitio donde fue foco volcánico, se interpreta una bajada del nivel del mar, el cual estaría acompañado de violentos flujos de detritos que socavan la superficie. Estas evidencias estarían comprendidas en el intervalo Pliensbachiano superior-Toarciano inferior.

En Yura, la imbricación de los clastos en los conglomerados en el intervalo Chocolate-Socosani tiene tendencia de orientación hacia el sureste, muy similar a los conglomerados de Alto del Meadero. Estos clastos son observados en el cerro Yanacoto y la quebrada El Burro, y derivan tanto de la erosión del arco volcánico como de la plataforma carbonatada del Sinemuriano.

Este tipo de correlación se sustenta en el sentido de los aportes, la composición de los clastos, el aspecto erosivo y la similitud de las facies sobreyacentes y subyacentes entre las respectivas secciones estratigráficas, en Yura y Alto del Meadero. Además de esto, se tienen variaciones de facies, es decir, los conglomerados no se presentan como tales a la distancia, refiriéndonos al registro sedimentario del cerro Palquilla y el cerro Pelado (Reporte Interno del INGEMMET, 2008).

7.5. LOS MEDIOS SEDIMENTARIOS EN YURA Y PALQUILLA

Se presenta en esta tesis un modelo paleoambiental del Jurásico inferior para las localidades en estudio, Yura y Palquilla, y entre ellas Alto del Meadero en Moquegua y el cerro Pelado en Tacna (Fig. 7.4); en función a la evidencia sedimentaria y paleontológica.

En la localidad de Alto del Meadero, durante el Jurásico inferior, sucedieron diferentes episodios tectónicos y sedimentarios, donde la depositación volcánica Pre-sinemuriana fue la base de una ligera profundización de cuenca; teniendo allí slumps direccionados al sureste, figuras de escape de agua junto con reineckeidos con tubérculos pronunciados, de ambiente marino somero sub-litoral en las facies más distales de un onlapamiento de delta, muchos de estos amonites están preservados en nódulos carbonatados, junto con conchillas del mismo ambiente, sin evidencias de desplazamiento posterior al sepultamiento.

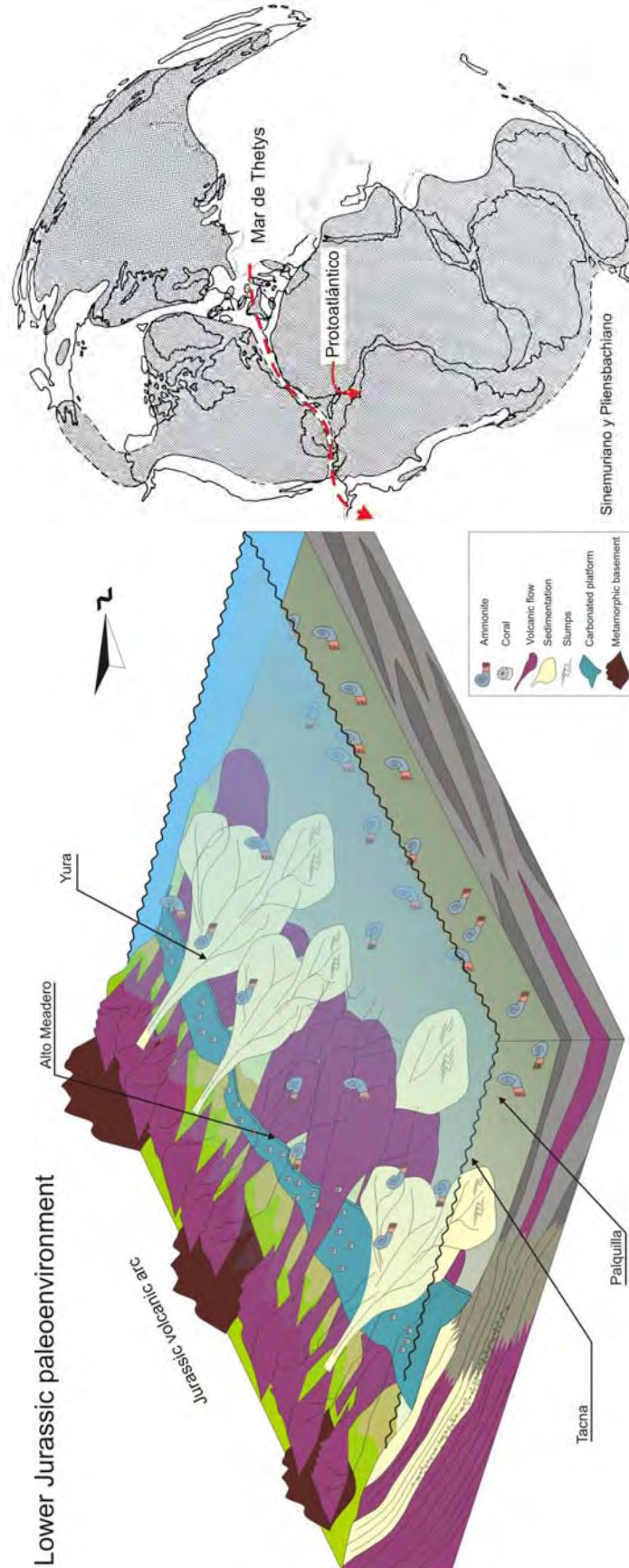


Fig. 7.4- Reconstrucción paleoambiental del Jurásico inferior en la cuenca Arequipa, específicamente del Sinemuriano y Pliensbachiano. Izquierda: modelo ambiental de las localidades estudiadas en función de las columnas estratigráficas levantadas y los fósiles colectados; según las evidencias sedimentarias, el arco volcánico es erosionado casi en su totalidad durante el Jurásico inferior a medio, es decir, durante el intervalo Toarciense-Bajociense. Derecha: modelo paleogeográfico, donde se muestra el paso estrecho entre el mar de Thetys y el Océano Pacífico (Hillebrandt, 1981); al norte de la zona de estudios existe un alto estructural que limita la cuenca Arequipa en el extremo norte (Carlotto et al., 2009).

En la localidad de Yura, desde el Sinemuriano, los medios sedimentarios evolucionan de un ambiente fluvial, a marino con abundantes barras, donde se profundiza ligeramente, teniendo facies distales de delta y con deformaciones de pendiente de talud junto con arietítidos en una incipiente plataforma carbonatada. Las evidencias sedimentarias nos indican episodios someros, hasta llegar al Toarciano, con sedimentos relativamente más profundos y con mayor amplitud.

Durante este intervalo de tiempo, los depósitos deltaicos son sucesivos, y están acompañados por corrientes de conglomerados marinos con turbiditas de alta densidad, teniendo luego una depositación de calizas con olor fétido y abundantes fósiles de plataforma carbonatada interna, de tiempo Aaleniano a Bajociano. Seguidamente se someriza hasta tener depósitos arenosos de playa y fluviales con poca porosidad, correspondientes al Batoniano.

En la localidad de Palquilla, sobre las rocas volcánicas pre-sinemurianas, sucede una sedimentación de rocas detríticas y carbonatadas desde el Sinemuriano al Toarciano. Los aportes detríticos son de ambiente playero, arenosos y conglomerádicos, y desde el Sinemuriano inferior rápidamente se deposita calizas de plataforma carbonatada externa. La cuenca se ha profundizado relativamente, pero no lo suficiente para contener amonoideos y fósiles asociados de ambientes profundos.

Entre las calizas se interpreta una ligera profundización. Las evidencias sedimentarias nos indican episodios sedimentarios someros, hasta llegar al Toarciano, con sedimentos menos someros y con cierto aporte detrítico con barras de arena sugiriendo un lagoon. Estas facies en comparación con las reportadas en Alto del Meadero y Yura, son de ambientes de relativa profundidad y suficiente espacio para retener gran cantidad de sedimentos carbonatados.

7.6. DISCUSIONES EN PALEOGEOGRAFÍA

En el inicio del Jurásico inferior, la conexión que une el mar de Thetys con el Océano Paleopacífico se aperturó, y en ese paso se tiene amonites típicos del mencionado pasaje junto con especies endémicas para diferentes estadios de tiempo (Hillebrandt, 1981; Riegraf, comunicación escrita), posteriormente se tendría el proto-océano atlántico. Este paso (Fig. 7.4) correspondería a aguas marinas someras.

Los amonites del Jurásico inferior fueron mayormente especies cosmopolitas, logrando tener en Sudamérica similares especies que las reportadas en donde fue el mar de Tethys, depósitos que actualmente correspondería en espacio a Europa y Asia (Krymholts et al., 1988). Por esta razón, es que principalmente especies de amonites de aguas marinas no muy profundas. La conexión que existió entre el mar de Tethys y el mar paleopacífico (Fig. 7.4) permitió el intercambio de especies. La biozonación estándar de amonoideos (Haq et al., 1987; Page, 2003) provenientes de diversos sitios de Europa son correlacionables con varias zonas en América del Sur, principalmente para biozonas del Sinemuriano y Bathoniano (Westermann et al., 1980; Hillebrandt, 2002) donde se tiene una mayor producción de amonites, por consecuencia, su ocurrencia es intercontinental y hasta mundial. Sin embargo, muchas especies son propias de Sudamérica, tal es el caso principalmente para el Hettangiano y Pliensbachiano (Hillebrandt, 2002, 2006; Riccardi, 2008) (Fig. 6.3).

La reconstrucción paleoambiental surgió de las evidencias integradas, sedimentología (Fig. 7.3) y paleontología, teniendo como resultado modelos depositacionales (Fig. 7.5), donde se toman en cuenta los pisos donde hay existencia de amonites.

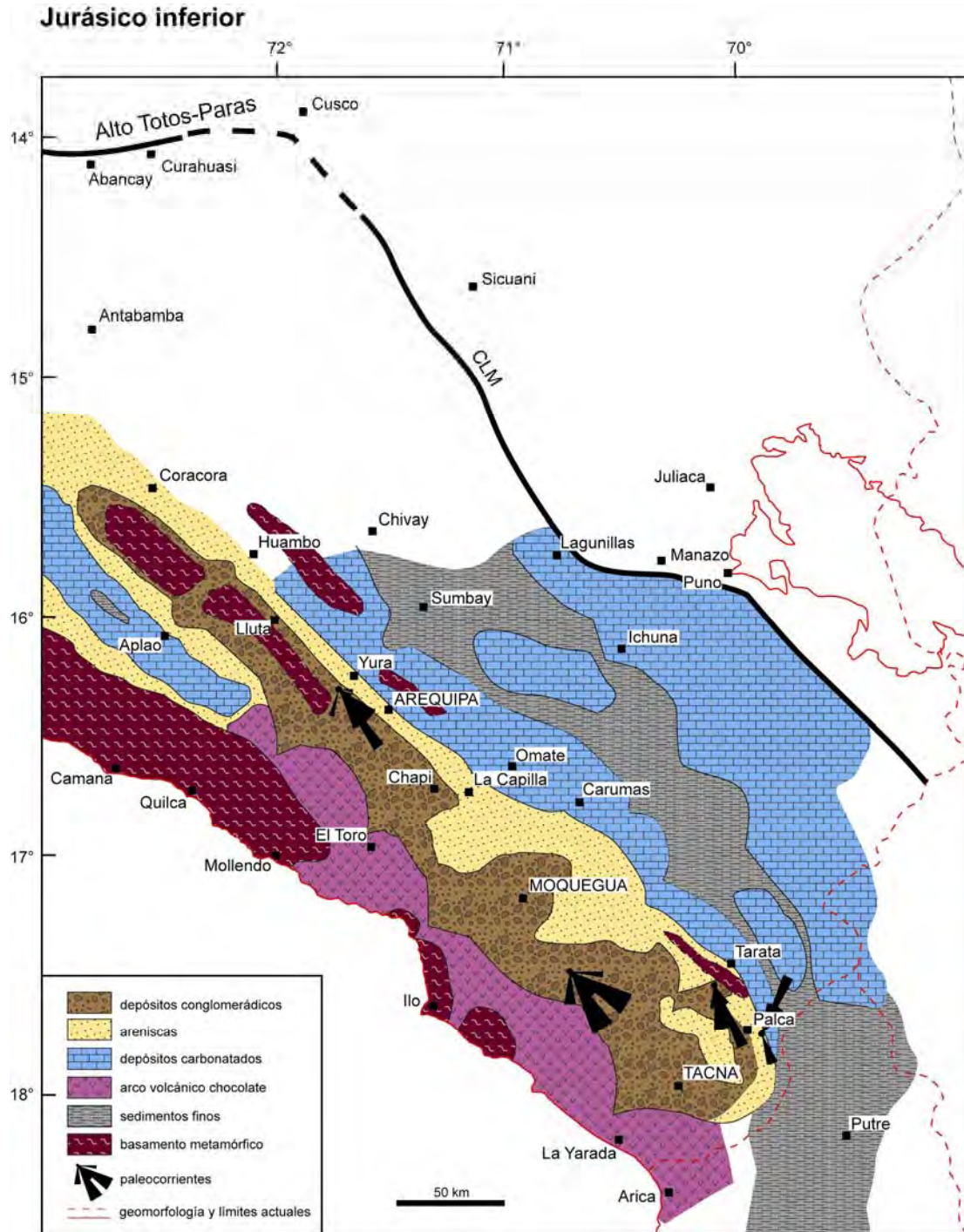


Fig. 7.5.- Esquema aproximado de los depósitos detríticos y carbonatados durante el Jurásico inferior (Hettangiano al Toarciano) de las localidades estudiadas en el sur Peruano, inspirado de Vicente (2006). Las paleocorrientes muestran una tendencia al sureste y noreste en promedio. Se considera a los bordes más orientales de los depósitos detríticos como marinos. El alto estructural Totos-Paras delimita la cuenca en la parte norte desde el tiempos sinemuriano-hettangiano, CLM= Sistema de Fallas Cusco-Lagunillas-Mañazo (Carlotto et al., 2009).

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

8.1. CONCLUSIONES

El estudio de las rocas sedimentarias del Jurásico inferior y parte del jurásico medio de la cuenca Arequipa, tiene como conclusiones:

- El Hettangiano no se descarta como primera unidad sedimentaria en contacto con las rocas volcánicas del Arco Jurásico Chocolate. No existe presencia fósil de aquellos tiempos, sin embargo hay espacio suficiente para la acomodación de sedimentos que podrían corresponderle en tiempo.
- Los amonites del Jurásico inferior en Yura, son diferentes a los reportados en Palquilla. Los amonites de Yura habitaban en ambientes marinos de considerable espesor de agua (probablemente más de 150 m) en su parte más profunda, y ambientes estuarinos, en un medio semi-carbonatado. En cambio los amonites de Palquilla habitaron en plataformas carbonatadas someras, presentando tendencias a poseer tuberculaciones y tamaños más grandes en relación a los de Yura, por lo tanto el contenido carbonatado y la sedimentación activa influye en la evolución de la formación de la concha.
- Los amonites sinemurianos de Yura fueron depositados en ambientes prodeltaicos, donde los procesos de formación carbonatada aun estaban en su inicio, su deposición fue turbulenta y acompañado de procesos de deformación sedimentaria.
- Los amonites sinemurianos y plienschbachianos de Palquilla habitaron un medio de turbidez, el sentido de la corriente de la turbidez hacía que las conchas se conservaran en posición inclinada a manera de imbricaciones, con cierta tendencia al SSE. Además, la poca columna de agua permitía que el gas inserto en el canal sifonal en los amonites eleve a la verticalidad a los amonites en el momento del sepultamiento.
- El primer pulso tectónico distensivo se da entre el intervalo Sinemuriano inferior (parte superior) y el Sinemuriano superior, fechado por amonites de la Zona de *Arietites bucklandi* y *Raricostatum*, respectivamente.
- La correlación de facies sedimentarias entre Yura y Tacna, muestran en Yura la parte más interna de la plataforma carbonatada sinemuriana, el cual se fue extendiendo y desarrollando hacia el este de la cuenca Arequipa.
- Las transgresiones en el Jurásico inferior a medio se dan en el Sinemuriano y Toarciano, donde la más marcada es la del Toarciano. A la vez, suceden etapas regresivas durante el Plienschbachiano y Batonian, siendo ésta última la más marcada.
- El cerro Palquilla comprende sucesiones sedimentarias silicoclásticas y carbonatadas desde tiempos pre-sinemurianos (Hettangiano?) hasta el Toarciano inferior, correspondiendo en cronología a la Formación San Francisco; sin embargo, esta ausente.
- Las unidades carbonatadas de la localidad de Palquilla durante el Jurásico inferior, corresponde a depósitos carbonatados formados en mares someros.
- Las sucesiones del cerro Palquilla están en discordancia erosiva debajo de las rocas volcánicas del Grupo Toquepala del Cretácico superior, estando aquí ausentes las facies sedimentarias del Aaleniano a Bajociano y posteriores.

- Las unidades basales de la Formación Pelado en el cerro Palquilla son similares a las sucesiones de la base del cerro Pelado. Las sucesiones de la Formación San Francisco en esta última localidad no es completa, y está cortada por fallas inversas en todo el sector, haciendo omitir estratos, siendo el caso de gran parte de la Formación San Francisco y la Formación Ataspaca. Estas fallas, a su vez, hacen repetir las sucesiones, tal es el caso de las capas pliembachianas de la Formación San Francisco.
- En correlación faciológica y cronológica, los estratos de las formaciones Junerata, Pelado y San Francisco en Tacna son comparables con las formaciones Chocolate, Socosani y Puente descritas en Arequipa (Vicente, 1981; León, 1981; Monge & Cervantes, 2000; presente estudio).

8.2. RECOMENDACIONES

- Se recomienda realizar levantamientos de columnas estratigráficas al detalle en las sucesiones que continúan a las reportadas en estas columnas.
- Con objetivos de estudios tafonómicos, se recomienda coleccionar amonites verificando la posición o situación en la que sucedió el sepultamiento.
- Completar los estudios de análisis de facies carbonatadas al detalle (inicialmente dado en Yura por León, 1981), para las facies carbonatadas en el cerro Palquilla, cerro Tocuco y en el cerro Pelado, Tacna.

REFERENCIAS CITADAS

- Acosta, H., Alván, A., Hillebrandt, A. v., Riegraf, W. & Oviedo, M. (2009).- Nuevos aportes en la sedimentología y paleontología de las Formaciones Chocolate y Socosani (Jurásico inferior a medio) en el Distrito de Yura, Arequipa (sur de Perú). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol. Especial N° 7 Víctor Benavides Cáceres; p. 43-62.
- Acosta, H. & Alván, A. (2008).- Revisión de la Formación Guaneros en la localidad tipo: Implicancias en la evolución estratigráfica de la costa sur del Perú. XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología; 6 p.
- Acosta, H., Alván, A., Torres, P. & Cornejo, T. (2008a).- La Formación Chocolate en su localidad tipo: Cantera Chocolate y el cerro Yanacoto (Arequipa). XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología; 6 p.
- Acosta, H., Benavente, C., Cotrina, G., Peña, F., Alván, A., Torres, P. & Flores, A. (2008b).- Estudio Geológico del valle del río Caplina, Tacna-Perú. Convenio INGEMMET-PET: Estudio hidrogeológico de Compatibilización del reservorio acuífero de La Yarada. Reporte Interno del INGEMMET; 62 p.
- Alván, A. & Acosta, A. (2009).- Sedimentary facies and ammonites relations between Arequipa and Tacna during Lower to Middle Jurassic. 21st Lateinamerika-Kolloquium LAK 2009, Abstracts; p. 72-77.
- Alván, A., Acosta, H. & Aldana, M. (2008a).- Nuevas evidencias de ammonites en el contexto sedimentario de la Formación Chocolate (Yura, Arequipa). XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología; 6 p.
- Alván, A., Tuesta, J., Martínez, J.-N., Romero, L. & Navarro, J. (2008b).- Evolución sedimentaria del Pleistoceno en la quebrada El Muerto: La Brea, Talara. XIV Congreso Peruano de Geología y XIII Congreso Latinoamericano de Geología; 6 p.
- Arkell, W., Furnish, W., Klummel, B., Miller, A., Moore, R., Schindewolf, O., Sylvester-Bradley, P. & Wright, C. (1957).- Treatise on Invertebrate Paleontology. Part L, Mollusca 4, Cephalopoda, Ammonoidea; 490 p.
- Bellido, E. & Guevara, C. (1962).- Geología de los cuadrángulos de Punta de Bombón y Clesesí, Comisión Carta Geológica Nacional; 92 p.
- Benavides, V. (1962).- Estratigrafía Pre-terciaria de la región de Arequipa. II Congreso Nacional de Geología, Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Tomo 38; p. 5-63.
- Bouma, A. (1962).- Sedimentology of some Flysch deposits: a graphic approach to facies interpretation. Elsevier; 168 p.
- Bouma, A. (2000).- Coarse-grained and fine-grained turbidite Systems as end member models: applicability and dangers. Marine and Petroleum Geology, N° 17; p. 137-143.
- Cant, D. & Walker, R. (1978).- Fluvial processes and facies sequences in the sandy braided South Saskatchewan, Canada. Sedimentology, Vol. 25, p. 625-648.
- Carlotto, V., Rodríguez, R., Cárdenas, J. & Jaillard, E. (2009).- Alto estructural Totos-Paras (Ayacucho): Límite paleogeográfico en la evolución mesozoica de las cuencas Pucará (Triásico superior-Liásico) y Arequipa (Jurásico-Cretácico). Boletín de la Sociedad Geológica del Perú, Vol. Especial N° 7 Víctor Benavides Cáceres; p. 1-46.
- Castro, L. (1957).- Estudio hidrogeológico del valle del río Caplina. Informe Técnico del Proyecto Especial Tacna; 14 p.
- Catuneanu, O. (2002).- Sequence stratigraphy of clastic Systems: Concepts, merits, and pitfalls. Journal of African Earth Sciences, Vol. 35, p. 1-43.
- Dalrymple, R., Zaitlin, B. & Boyd, R. (1992).- Estuarine facies models: Conceptual basis and stratigraphic implications. Journal of Sedimentary Petroleum, Vol. 62; p. 1130-1146.
- Fischer, W. & McGowan, J. (1967).- Depositional systems in the Wilcox Group of Texas and their relationship to occurrence of oil and gas. Gulf Coast Association of Geological Societies Transactions, Vol. 17; p. 105-125.

-
- Galloway, W. & Hobday, D. (1996).- Terrigenous clastic depositional systems. 2nd Edition Springer-Verlag, Berlin; 489 p.
- García, J. (1937).- Estudio sobre el agua subterránea del valle de Tacna. Informe Técnico del Proyecto Especial Tacna; 7 p.
- Gressly, A. (1838).- Observations géologiques sur le Jura Soleurois. Ges. Ges. Naturw, N° 2; p. 1-122.
- Haq, B., Handbol, J. & Vail, P. (1987).- Chronology of Fluctuating Sea Levels since the Triassic. Science, Vol. 235, p. 1156-1166.
- Hillebrandt, A. v. (1981).- Kontinentalverschiebung und die paläozoogeographischen Beziehungen des südamerikanischen Lias. Geol. Rundschau, Vol. N° 70, N° 2; p. 570-582.
- Hillebrandt, A. v. (1987).- Liassic ammonite zones of South America and correlations with other provinces. With description of new genera and species of ammonites. En: Volkheimer, W. (Ed.), Bioestratigrafía de los sistemas regionales del Jurásico y Cretácico en América del Sur, Mendoza; p. 111-157.
- Hillebrandt, A. v. (2002).- Ammoniten aus dem oberen Sinemurium von Südamerika. Revue de Paléobiologie, Vol. 21, N° 1; p. 35-147.
- Hillebrandt, A. v. (2006).- Ammoniten aus dem Pliensbachium (Carixium und Domerium) von Südamerika. Revue de Paléobiologie, Vol. 25, N° 1; p. 1-403.
- INGEMMET (2007).- Resultados del Proyecto de investigación GR1: Evolución del Arco magmático Jurásico-Cretácico en la región Sur de Perú, Reporte Interno (inédito); 66 p.
- INGEMMET (2008).- Resultados del Proyecto de investigación GR1: Evolución del Arco magmático Jurásico-Cretácico en la región Sur de Perú. Reporte Interno (inédito); 78 p.
- IUGS (2001).- Guía Estratigráfica Internacional. Revista de la Sociedad Geológica de España, Vol. 14 (3-4); p. 271-293.
- Jacay, J. (2006).- Aspectos sedimentológicos del Jurásico-Cretácico (Grupo Yura) en el área del valle de Majes (Arequipa). XIII Congreso Peruano de Geología; p. 543-546.
- Jacay, J. (2005).- Análisis de los depósitos de corrientes de alta densidad de la Formación Puente (cuenca de Arequipa), Sur del Perú. Revista del Instituto de Investigación FIGMMG, UNMSM. Vol. 8, N° 16; p. 51-56.
- Jacay, J., Semperé, T., Husson, L. & Pino, A. (2002).- Características estructurales del Sistema de Fallas Incapuquio. XXI Congreso Peruano de Geología, Resúmenes extendidos; 29 p.
- Jaillard, E. (1993).- Los deltas y los Estuarios. ORSTOM; 48 p.
- Jaillard, E., Capeta, H., Ellenberg, M., Feist, M., Grambast-Fessard, N., Lefranc, J. & Sigé, B. (1993).- Sedimentology, palaeontology, biostratigraphy and correlation of the Late Cretaceous Vilquechico Group of southern Peru. Cretaceous Research, Vol. 14; p. 623-661.
- Jaillard, E., Carlier, G., Sempere, T., Soler, P. & Marocco R. (1995).- The Role of Tethys in the evolution of the northern Andes between late Permian and late Eocene times. En: The Ocean Basins and Margins, Vol. 8: The Tethys Ocean; p. 463-492.
- Jaworski, E. (1915).- Beiträge zur Kenntnis des Jura in Süd-Amerika. Teil II: Spezieller, paläontologischer Teil. Beiträge zur geologie und paläontologie von Südamerika. Stuttgart, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Vol. 28; p. 364-456.
- Jenks, W. (1948).- La geología de la región Arequipa y sus alrededores. Informaciones y Memorias de la Sociedad de Ingenieros del Perú, Vol. 46, N° 9; 104 p.
- Kendall, C. (2003).- Stratigraphy and sedimentary basins. Universidad de Carolina del Sur.
- Klug, C. & Korn, D. (2004).- The origin of ammonoid locomotion. Acta Palaeontologica Polonica, Vol. 49, N° 2; p. 235-242.
- Krymholts, G., Mesezhnikov, M. & Westermann, G. (1988).- The Jurassic Ammonite Zones of the Soviet Union. Transactions, Vol. 10; 116 p.
- Kummel, B. (1952).- A classification of the Triassic Ammonoids. Journal of Paleontology, Vol. 26, N° 5; p. 847-853.

-
- León, I. (1981).- Antecedentes sedimentológicos del Jurásico-Cretácico inferior en la zona de Yura. Tesis de Bachiller, Universidad Nacional de San Agustín; 100 p.
- Lowe, D. (1982).- Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high density currents. *Journal of Sedim. Petrol.*, Vol. 52; p. 279-297.
- Marocco, R. (2005).- La Sedimentación Turbidítica. Institut de Recherche pour le Développement; 38 p.
- Martínez, W. & Cervantes, J. (2003).- Rocas ígneas en el sur del Perú, Nuevos datos Geocronométricos, Geoquímicos y Estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. *Bol. 26/Serie D*; 146 p.
- Miall, A. (1996).- The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary Facies, Basin Analysis, and Petroleum Geology; 565 p.
- Middleton, G. (1973).- Johannes Walther's law of the correlation of facies. *Boletín de la Sociedad Geológica de America*, Vol. 84; p. 979-988.
- Monge, R. & Cervantes, J. (2000).- Memoria explicativa de la Geología del Cuadrángulo de Pachía (36-v) y Palca (36-x) y mapa geológico actualizado (Esc. 1:50 000). INGEMMET, Dirección de Geología Regional; 11 p.
- Mutti, E. & Ricci Luchi, F. (1972).-Turbidites of the northern Apennines: introduction to facies analysis. *International Geology Review*, Vol. 20; p. 125-166.
- Morton, N. & Bown, P. (2004).- Newsletter N° 31. International Subcommission on Jurassic stratigraphy. International Union of Geological Sciences; 34 p.
- Plint, A. & Nummedal, D. (2000).- The falling stage Systems tract: recognition and importance in sequence stratigraphic analysis. *Sedimentary Responses to Forced Regressions*. Geological Society, London, Special Publications, Vol. 172; p. 1-17.
- Olchowski, E. (1980).- Geología de los cuadrángulos de Jaqui, Coracora, Chala y Chaparra; Hojas 31-ñ, 31-o y 32-o. INGEMMET, Boletín N° 34, Serie A: Carta Geológica Nacional; 69 p.
- Olivero, E. (2007).- Tafonomía de amonites de la Formación Santa Marta, Cretácico superior, Antártida. VI Simposio Argentino y III Latinoamericano sobre Investigaciones Antárticas/Dirección Nacional del Antártico, Instituto Antártico Argentino; 2 p.
- Pardo, A. (1969).- Informe del estudio paleontológico de muestras colectadas por el Ing. L. Vargas en el cuadrángulo de Arequipa. Servicio de Geología y Minería de Perú, (Informe Técnico N° A2164 del INGEMMET); 6 p.
- Parent, H. (1998).- Upper Bathonian and lower Callovian ammonites from Chacay Melehué (Argentina). *Acta Paleontológica Polónica*, Vol. 43, N° 1, p. 69-130.
- Parent, H. (2001).- The Middle Tithonian (Upper Jurassic) ammonoid fauna of Cañadon de los Alazanes, southern Neuquén-Mendoza basin, Argentina. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, Vol. 71, N° 1-2; p. 19-38.
- Parent, H. (2006).- Oxfordian and Late Callovian ammonite faunas and biostratigraphy of the Neuquén-Mendoza and Tarapacá basins (Jurassic, ammonioidea, Western South-America). *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*, Vol. 76, N° 1-2; 32 p.
- Petersen, G. & Alberca, A. (1954).- Sobre las condiciones de agua del subsuelo en el valle de Tacna. Empresa Petrolera Fiscal, Boletín Técnico N° 3; 31 p.
- Page, K. (2003).- The Lower Jurassic of Europe: its subdivision and correlation. *Geological Survey of Denmark and Greenland*, Bol. 1; p. 23-59.
- Pino, A. (2003).- Estratigrafía y paleogeografía del intervalo Paleozoico superior-Cretáceo inferior en el extremo Sur del Perú (Área Mal Paso-Tacna). Tesis de Bachiller; Universidad Jorge Basadre Grohman; 144 p.
- Pino, A., Semperé, T., Jacay, J. & Fornari, M. (2004).- Estratigrafía, paleogeografía y paleotectónica del intervalo Paleozoico superior-Cretáceo inferior en el área de Mal Paso-Palca (Tacna). *Publicación Especial N° 5*, Sociedad Geológica del Perú; p. 15-44.

-
- Plint, A. & Nummedal, D. (2000).- The falling stage system tract: recognition and importance in sequence stratigraphy analysis. *Sedimentary Response to Forced Regression. Special Publication*, Vol. 172, Geological Society of London; p. 110-124.
- Pojeta, J. (1987).- Phylum Mollusca. En Boardman, A., Cheetham & A. Rowell, *Fossils Invertebrates*. Palo Alto: Blackwell Scintific Publications.
- Quinzio, L. (1987).- Stratigraphische Untersuchungen im Unterjura des Südtails der Provinz Antofagasta in Nord-Chile. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*, Vol. A/Serie 87; 112 p.
- Riccardi, A. (2008).- El Jurásico de la Argentina y sus amonites. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 63, N° 4; p. 625-643.
- Robert, E. (2001).- La Transgression Albienne dans le bassin Andin (Pérou) : Biostratigraphie, Paléontologie (Ammonites) et Stratigraphie Séquentielle. Tesis doctoral, Universidad de Paul Sabatier; 377 p.
- Salinas, E. (1985).- Evolución paleogeográfica del sur del Perú a la luz de los métodos de análisis sedimentológicos de las series del departamento de Tacna. Universidad Nacional San Agustín de Arequipa, Tesis para optar el título de Ingeniero Geólogo; 205 p.
- Salinas, J. (2006).- Afianzamiento y ampliación de los recursos de Tacna. Informe Técnico del Proyecto Especial Tacna; 68 p.
- Sánchez, A., Raymundo, T. & Rosell, W. (2000).- Mapa geológico actualizado de los Cuadrángulos de La Yarada, Tacna y Huaylillas (Esc. 1:100 000). Dirección de Geología Regional, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Sandoval, J., O'Dogherty, L., Vera, J. & Guex, J. (2002).- Sea-level changes and ammonite faunal turnover during the Lias/Dogger transition in the western Thetys. *Bull. Soc. Geol. France*, Tomo 173, N° 1; p. 57-66.
- Sempere, T., Folguera, A. & Gerbault, M. (2005).- New insights into Andean evolution: an introduction to contributions from 6th ISAG Symposium (Barcelona 2005). *Tectonophysics*, Vol. 459, N° 1-4, p. 1-13.
- Shanmugam, G. (2000).- 50 years of the turbidite paradigm (1950s-1990s): deep-water processes and facies models-a critical perspective. *Marine and Petroleum Geology*, N° 17; p. 285-342.
- Soler, P. (1991).- Contribution à l'étude du magmatisme associé aux zones de subduction. *Pétrographie, géochimie et géochimie isotopique des roches intrusives sur un transect des Andes du Pérou Central. Implications géodynamiques et métallogéniques*. Tesis doctoral, Universidad de Paris VI; 950 p.
- Stow, D. & Shanmugam, G. (1980).- Sequence of structures in fine-grained turbidites: comparison of recent deep-sea and ancient flysch sediments. *Sedimentary Geology*, Vol. 25; p. 23-42.
- Tapia, P. (1991).- Estudio taxonómico de los Ammonites del Cretáceo Inferior en los alrededores de Chaucha (Prov. Yauyos, Dpto. Lima). Tesis de Bachiller, Universidad Ricardo Palma; 119 p.
- Vail, P., Mitchum, M. & Thompson, S. (1977).- Seismic stratigraphy ans Global Changes of sea level: Part 3. Relative changes of Sea Level from Coastal Onlap: Section 2. Aplication of Seismic reflection configuration to Stratigraphic Interpretation. *Memoir N° 26*; p. 63-81.
- Vail, P. (1987).- Seismic stratigraphy interpretation procedure. *Atlas of Seismic Stratigraphy*, Vol. 27, AAPG Studies in Geology; p. 1-10.
- Vargas, L. (1970).- Geología del cuadrángulo de Arequipa (Hoja 33-s). Servicio de Geología y Minería de Perú (actualmente INGEMMET), Serie A: Carta Geológica Nacional, N° 24; 64 p.
- Vicente, J.-C. (1981).- Elementos de la Estratigrafía Mesozoica Sur-peruana. Comité Sudamericano del Jurásico y Cretácico: Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur. Vol. 1; p. 319-351.
- Vicente, J.-C., Beaudoin B., Chavez, A. & León, I. (1982).- La cuenca de Arequipa (Sur Perú) durante el Jurásico-Cretácico inferior. Quinto Congreso Latinoamericano de Geología, Argentina, Actas, I; p. 121-153.

-
- Vicente, J.-C. (2005).- Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localisation of main Straits though the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 60, N° 1; p. 221-250.
- Vicente, J.-C. (2006).- Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean basin: Patern of regression and general considerations on main features. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 61, N° 3; p. 408-437.
- Walker, R. (1984).- *Facies Models*, Second Edition. 296 p.
- Walker, R. (1992).- *Facies Models: Response to Sea Level Change*. Geological Association of Canada; 409 p.
- Wells, J. (1953).- Mesozoic Invertebrate Faunas of Peru Part 3. Lower Jurassic Corals from the Arequipa Region. *American Museum Novitates*, N° 1631; 14 p.
- Westermann, G., Riccardi A., Palacios O. & Rangel C. (1980).- Jurásico medio en el Perú. *Boletín* N° 9, Instituto Geológico Minero y Metalúrgico; 63 p.
- Westermann, G. (1980).- Ammonite Biochronology and Biogeography of the Circum-Pacific Middle-Jurassic. *Systematics Association, Special Volume* N° 18; p. 459-498.
- Wilson, J. & García, W. (1962).- Geología de los cuadrángulos de Pachía y Palca. *Bol.* N° 4, Comisión Carta Geológica Nacional; 82 p.
- Wipf, M. (2006).- Evolution of the Western Cordillera and Costal Margin of Peru: Evidence from low-temperature Thermochronology and Geomorfology. Tesis doctoral, Universidad de Berne; 163 p.
- Wittman, S. (2001).- Wechselwirkungen zwischen karbonatischer und vulkaniklastischer Sedimentation auf dem jurassischen Vulkanbogen in der chilenisch/peruanischen Küstenkordillere (Südamerika). Tesis doctoral, Universidad Técnica de Berlín; 180 p.

Paginas electrónicas

www.investigacionyciencia.es/Archivos/04-06_Guerra.pdf

<http://strata.geol.sc.edu/seqstratCarbHierarchies.html>

<http://www.sciteclibrary.ru/istgeo/img/54.jpg>